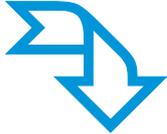
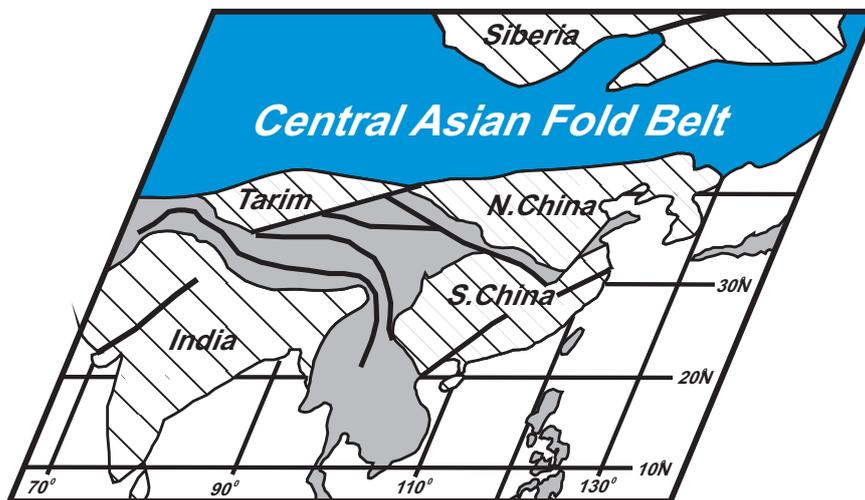




ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА 
К КОНТИНЕНТУ



2

ТОМ

Материалы совещания

ВЫПУСК 7

ИРКУТСК
2009

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

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

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

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

Том 2

Иркутск
2009

УДК 551.2:551.71/.72

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 7. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. – В 2-х томах. – Т. 2. – 162 с.

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

Основная тематика совещания:

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

Председатель Оргкомитета совещания

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

Ученые секретари совещания

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

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

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

ISBN 978-5-902754-46-6 (т. 2)
ISBN 978-5-902754-44-2

© Институт земной коры СО РАН, 2009

СОДЕРЖАНИЕ

<i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ДЖИДИНСКОГО ТЕРРЕЙНА</i> В.А. Макрыгина, В.Г. Беличенко, С.В. Вещева	7
<i>ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВЕНД-КЕМБРИЙСКОГО ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ</i> С.Ю. Малёнкина	10
<i>ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ОКТЯБРЬСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ</i> Ю.Ф. Манилов	12
<i>ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИЙ И КИНЕМАТИКА В ШОВНЫХ ЗОНАХ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ НА ПРИМЕРЕ ОФИОЛИТОВ, ОСТРОВОДУЖНЫХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ</i> Н.Ю. Матушкин, В.А. Верниковский	15
<i>ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ</i> Д.В. Метелкин, В.В. Благовидов, А.Ю. Казанский	17
<i>НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ ЯМБУЙСКОГО КСЕНОЛИТА (УДИНО-ВИТИМСКАЯ ЗОНА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i> О.Р. Минина, Ю.П. Катюха, Л.И. Ветлужских	20
<i>⁴⁰Ar/³⁹Ar ВОЗРАСТ КРЕСТОВСКОГО МАССИВА (ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)</i> Е.И. Михеев, Д.С. Юдин, И.Ю. Анникова, С.В. Хромых	23
<i>ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКАЯ Р-ТОМОГРАФИЯ НА ЮГЕ СИБИРИ И В МОНГОЛИИ</i> В.В. Мордвинова, А.В. Треусов, Е.В. Шарова, Л.В. Ананьин	25
<i>ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ НОВЫХ АССОЦИАЦИЙ МИКРОФОССИЛИЙ ИЗ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ И СЕВЕРНОЙ ЧАСТЕЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i> К.Е. Наговицин, А.М. Станевич	28
<i>НОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ, СВЯЗЫВАЮЩИЕ ОБЪЕМ МАКСИМАЛЬНЫХ СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ С МАГНИТУДОЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ОБЩИМ ОБЪЕМОМ СМЕЩАЕМОГО СКЛОНОВОГО СУБСТРАТА</i> Р.К. Непоп, А.Р. Агатова	31
<i>ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СРЕДНЕПОЗДНЕКЕМБРИЙСКИХ И РАННЕСРЕДНЕОРДОВИКСКИХ МОРЕЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ</i> Ф.В. Никольский, С.А. Анисимова	33
<i>ПРОЯВЛЕНИЕ ГРЕНВИЛЬСКОГО ОРОГЕНЕЗА НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА</i> А.Д. Ножкин	35
<i>ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ НА ЮГЕ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА – ИНДИКАТОР РИФТОГЕНЕЗА НА РАННИХ СТАДИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА</i> А.Н. Пересторонин, В.А. Гурьянов, В.С. Приходько, Л.Л. Петухова, А.Ю. Песков	39
<i>ИЗОТОПНО-УГЛЕРОДНЫЕ АНОМАЛИИ В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КАРБОНАТАХ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ: ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА, ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКАЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ</i> Б.Г. Покровский, В.А. Мележик, Н.М. Чумаков, М.И. Буякайте	41

<i>ОСОБЕННОСТИ ТРЕЩИНОВАТОСТИ НЕКОТОРЫХ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ ХЭНТЭЙСКОГО БАТОЛИТА</i>	
Е.С. Пржиялговский, Е.В. Лаврушина, А.В. Никитин, Т.Ф. Щербакова	43
<i>ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВЕРХОЯНСКОЙ ПАССИВНОЙ ОКРАИНЫ КАК ИНДИКАТОР ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ ПОДВИЖНОМ ПОЯСЕ (ПО ДАННЫМ ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ)</i>	
А.В. Прокопьев, Х. Торо, Э.Л. Миллер, Дж.Э. Герелс	47
<i>КОЛЛИЗИЯ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И ПАССИВНОЙ ОКРАИНЫ КОНТИНЕНТА: ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ НА УРАЛЕ</i>	
В.Н. Пучков	49
<i>К ПРОБЛЕМЕ КОМАГМАТИЧНОСТИ КАРБОНАТИТОВ И ЩЕЛОЧНО-ОСНОВНЫХ СИЛИКАТНЫХ ПОРОД В ЮГО-ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ</i>	
Г.С. Рипп, А.Г. Дорошкевич, Е.И. Ласточкин, Д.Л. Конопелько	52
<i>НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ЕРАВНИНСКОЙ ЗОНЫ (УДИНО-ВИТИМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА, ЗАБАЙКАЛЬЕ)</i>	
С.В. Руженцев, О.Р. Минина, Г.Е. Некрасов	54
<i>ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТАЯ СТРУКТУРА ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА: СТРУКТУРНЫЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ</i>	
А.Б. Рябинин, Ф.И. Жимулёв	57
<i>КОМПЛЕКСЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТА В СТРУКТУРЕ ПАЛЕОЗОИД КАЗАХСТАНА</i>	
А.В. Рязанцев, К.Е. Дегтярев, Т.Ю. Толмачева, О.И. Никитина	59
<i>РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНАТОВЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ В АНРАХАЙСКОЙ СУТУРЕ ЧУ-ИЛИЙСКИХ ГОР (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)</i>	
А.В. Рязанцев, А.А. Третьяков, А. Крёнер, Д.В. Алексеев	62
<i>НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОВ ПРИМОРСКОГО КОМПЛЕКСА В ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ</i>	
В.Б. Савельева, Е.П. Базарова, А.Н. Ларионов	64
<i>АКТИВНЫЕ РАЗРЫВЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ НА УРОВНЕ ОЧАГОВОГО СЛОЯ</i>	
В.А. Саньков, А.А. Добрынина	67
<i>ПРИМЕНЕНИЕ ПРОГРАММЫ Thermocalc ДЛЯ ОЦЕНКИ P-T ПАРАМЕТРОВ НЕИЗОХИМИЧНОГО МЕТАМОРФИЗМА</i>	
А.Ю. Селятицкий	71
<i>СРЕДНЕКЕМБРИЙСКО-РАННЕОРДОВИКСКАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ НА АЛТАЙСКОЙ ОКРАИНЕ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА</i>	
Н.В. Сенников	74
<i>ПЕТРОГЕНЕЗИС ГАЙОТОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ, МОНГОЛИЯ (МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ)</i>	
В.А. Симонов, И.В. Гордиенко, С.В. Ковязин, Н.Э. Михальцов	77
<i>ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВ ТУВЫ</i>	
В.А. Симонов, А.В. Котляров, А.Б. Котов	80
<i>СИНКОЛЛИЗИОННЫЙ ЩЕЛОЧНО-БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ОЛЬХОНСКОЙ СИСТЕМЫ</i>	
Е.В. Скляр, А.В. Лавренчук, В.С. Федоровский, А.Б. Котов, А.М. Мазукабзов	82
<i>КАРБОНАЛИТЫ – НЕ КАРБОНАТИТЫ, НО И НЕ СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (на примере Ольхонской коллизионной системы)</i>	
Е.В. Скляр, В.С. Федоровский, А.Б. Котов, А.В. Лавренчук, А.М. Мазукабзов, А.Е. Старикова	84
<i>ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ВОДОСБОРНОГО БАССЕЙНА КАК ОСНОВНОЙ ФАКТОР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИТОКАХ ОЗЕРА БАЙКАЛ</i>	
О.А. Склярова, Е.В. Скляр	87

<i>КОНЦЕНТРИРОВАНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В МАЛЫХ БАССЕЙНАХ: СООТНОШЕНИЕ ПРОЦЕССОВ РАСТВОРЕНИЯ И ЭВАПОРИТИЗАЦИИ (на примере системы малых озер Ингодинской впадины)</i> О.А. Складорова, Е.В. Складоров, Ю.В. Меньшагин	91
<i>ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, У-РЬ ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА КВАРЦЕВЫХ МЕТАМОНЦОДИОРИТОВ БИЛЛЯХСКОЙ ЗОНЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО МЕЛАНЖА (АНАБАРСКИЙ ЩИТ)</i> А.П. Смелов, Е.Б. Сальникова, В.П. Ковач, А.Б. Котов, В.И. Березкин, А.А. Кравченко, В.Н. Добрецов, С.З. Яковлева	95
<i>ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕАМУРСКОГО ПРОГИБА (ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ)</i> Ю.Н. Смирнова, А.А. Сорокин, Ю.В. Смирнов	98
<i>ВЕНДСКИЕ ПОСТГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ВЕНЧАЮЩИЕ ДОЛОМИТЫ ПРИСАЯНЬЯ: РЕЖИМЫ СЕДИМЕНТАЦИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА (ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)</i> Ю.К. Советов, В.И. Рогов	100
<i>СТЕРТОВСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ СРЕДНЕГО НЕОПРОТЕРОЗОЯ НА ЮГО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ</i> Ю.К. Советов, Л.А. Чигвинцева	102
<i>ГЛУБИННЫЕ ИСТОЧНИКИ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ПЛЮМА ПОД СИБИРСКИМ КРАТОНОМ ПО ДАННЫМ ГЕОХИМИИ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ И КИМБЕРЛИТОВ</i> Л.В. Соловьева, С.И. Костровицкий, Т.Я. Ясныгина	105
<i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СИЛУРИЙСКИХ И НИЖНЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЛЬДОЙСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i> А.А. Сорокин, Ю.Н. Смирнова, Ю.В. Смирнов	108
<i>ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ АМУР: СТЕПЕНЬ СООТВЕТСТВИЯ СОСТАВУ ВЕРХНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ</i> О.А. Сорокина	109
<i>РУДООБРАЗУЮЩИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ СИСТЕМЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПРОВИНЦИЙ ФАНЕРОЗОЯ</i> Л.Ф. Сырицо, В.С. Абушкевич, Е.В. Баданина, Е.В. Волкова	110
<i>ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА И ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ФОРМИРОВАНИЯ ПОРФИРОВИДНЫХ ГРАНИТОВ КРАСНОКАМЕНСКОГО РУДНОГО УЗЛА</i> Е.В. Толмачева, Г.А. Шатков, Н.Г. Бережная, А.В. Антонов, С.Д. Великославинский, С.А. Сергеев	112
<i>ГРЕНВИЛЬСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)</i> А.А. Третьяков, А.Б. Котов, Ф.А. Летников, К.Е. Дегтярев, Е.Б. Сальникова, К.Н. Шатагин, С.З. Яковлева, А.М. Федосеенко	114
<i>МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ФУНДАМЕНТА КОКЧЕТАВСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА</i> О.М. Туркина, Ф.А. Летников, А.В. Левин	116
<i>ОБЪЁМНАЯ ГЕОМЕТРИЯ ДАУРСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ</i> Е.Х. Турутанов, А.В. Степаненко, Б. Буянтогтох	118
<i>ПРОБЛЕМА ТЫЛОВЫХ ЧАСТЕЙ И ОГРАНИЧЕНИЙ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ</i> Г.Ф. Уфимцев	121
<i>ПРИОЛЬХОНЬЕ: КРАЕВАЯ СТУПЕНЬ И ПЛЕЧО БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА В НЕОТЕКТОНИЧЕСКОМ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ ОТНОШЕНИИ</i> Г.Ф. Уфимцев, И.А. Филинов, А.А. Щетников	124

<i>ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА СИЕНИТОВ: СИНТЕЗ НОВЫХ ДАННЫХ</i>	
В.С. Федоровский, Е.В. Скляр, С.А. Каргополов, А.Б. Котов, А.В. Лавренчук, А.М. Мазукабзов, А.Е. Старикова	126
<i>ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ КОЛЛИЗИОННОГО КОЛЛАЖА КАЛЕДОНИД ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ</i>	
В.С. Федоровский, Е.В. Скляр, А.В. Лавренчук, А.Б. Котов, А.М. Мазукабзов	128
<i>ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ И УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ В ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ ЦЕНТРАЛЬНО- АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i>	
В.К. Хрусталева	130
<i>МОЛАССОВЫЕ И ФЭНОВЫЕ ФОРМАЦИИ В МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ВПАДИНАХ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (на примере Западного Забайкалья)</i>	
Ю.Г. Цеховский, М.Г. Леонов	132
<i>ПРИЗНАКИ ЭКЗОГЕННОЙ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕЗИНТЕГРАЦИИ ГРАНИТОИДОВ (на примере Монголии и Забайкалья)</i>	
Ю.Г. Цеховский, М.Г. Леонов, Е.С. Пржиялговский, Ж. Бадамгарав, Т.Ф. Щербакова	135
<i>НОВЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О НЕОГЕНОВОМ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВОМ ВУЛКАНИЗМЕ ПЛАТО ХЭВЭН ЗАЛУ УРИЙН САРЬДАГ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)</i>	
С.С. Цыпукова, А.Б. Перепелов, Л.А. Павлова, Е.И. Демонтерова, М.А. Митичкин, М.Ю. Пузанков, А.А. Перепелова	138
<i>О ПРИРОДЕ ВЫСОКОРАДИОАКТИВНЫХ ГРАНИТОВ И РИОЛИТОВ КЕРУЛЕНО- АРГУНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА</i>	
Г.А. Шатков	141
<i>ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В КОНЦЕ КАРБОНА – НАЧАЛЕ ПЕРМИ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ</i>	
А.В. Шаццло, И.В. Федюкин	143
<i>ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МОДЕЛЬ ГЕОДИНАМИКИ ВОСТОЧНОЙ ГРАНИЦЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (СОЧЛЕНЕНИЕ ХАНКАЙСКОГО МАССИВА И СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕНА)</i>	
Б.Ф. Шевченко	145
<i>ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ БОЛЬШЕАМПЛИТУДНЫХ НАДВИГОВ И ШАРЬЯЖЕЙ В ЛИТОСФЕРЕ</i>	
С.И. Шерман	148
<i>ПРИМИТИВНЫЕ МЕТАВУЛКАНИТЫ В ПРЕДЕЛАХ ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА КАК ИНДИКАТОРЫ СПРЕДИНГОВЫХ ОБСТАНОВОК В ПАЛЕОЗОЕ</i>	
С.И. Школьник, В.Г. Беличенко	151
<i>ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПРОТОЛИТА ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАПЕЛИТОВ ГОРЛЫКСКОЙ СВИТЫ (ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЙ ЧЕХОЛ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА)</i>	
С.И. Школьник, В.Г. Беличенко, И.Г. Бараш	154
<i>ВОЗРАСТ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ БАЗИТОВ СЕВЕРО- БАЙКАЛЬСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА СИБИРСКОГО КРАТОНА</i>	
М.Н. Шохонова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов	156
<i>БОЛЬШИЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПРОВИНЦИИ И ЗОНАЛЬНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ АРЕАЛЫ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ СЕВЕРНОЙ АЗИИ И ИХ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ</i>	
В.В. Ярмолюк	158
<i>АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ</i>	161

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ДЖИДИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

*В.А. Макрыгина**, *В.Г. Беличенко***, *С.В. Вещева***

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

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

Джидинский террейн представляет центральную часть Байкал-Хубсугульского фрагмента Центрально-Азиатского подвижного пояса и состоит из покровно-надвиговых пластин складчатого пояса каледонид [1]. Они сложены породами осадочно-вулканогенных хохюртовской, хасуртинской и терригенно-флишоидной джидинской свит, объем и возраст которых, а также соотношения с зунмуриным покровом являются дискуссионными и вследствие тектонической природы границ.

По находкам археоциат и кембрийских водорослей в рассматриваемом регионе достоверно установлены карбонатные отложения раннего кембрия, присутствующие либо в виде тектонических блоков (олистоплак, клиппов), либо в кластике псефитов и микститов различного генезиса. Вмещающие их породы джидинской свиты являются заведомо более молодыми, постраникембрийскими: в них практически повсеместно О.Р. Мининой выявлено присутствие палеозойских микрофоссилий.

На основании состава вулканитов было установлено, что западная часть Джидинского террейна представляет собой палеоостроводужную систему, развивавшуюся в интервале вендордовик [2]. Образования Джидинской островной палеодуги представлены тектоническими пластинами, состав вулканитов которых отвечает толеитовым базальтам юной энсиматической дуги, известково-щелочным вулканитам основного и среднего состава развитой дуги и субщелочным вулканитам зрелой островной дуги. В соответствии со стадиями развития дуги меняются условия накопления осадочного материала от глубоководных к мелководным и субаэральным. Восточная часть Джидинского террейна по данным А.В. Филимонова сложена породами Джидинского гайота (хасуртинская толща с пачками толеитовых, субщелочных базальтов и доломитовой) и флишевой джидинской свиты [3]. Возраст джидинской свиты дискуссионен – в интервале от ордовика до верхнего девона [4]. В ней выделяются разнообломочные конгломераты, гравелиты, полимиктовые и карбонатные песчаники, алевропелиты, известняки с прослоями силицитов, ритмично переслаивающиеся. Именно в этой свите обнаружены девонские микрофоссилии.

Если вулканиты хасуртинской свиты геохимически охарактеризованы и классифицированы, то в отношении осадочных пород, при подробнейшем описании разрезов, геохимических данных нет. Этот пробел мы и решили восполнить. Для этой цели были отобраны пробы терригенных и карбонатных осадков джидинской и хасуртинской свит по р. Хасуртый и р. Джиде, добавлены любезно предоставленные пробы С.В. Вещевой, взятые ранее там же под руководством А.В. Филимонова. Все пробы проанализированы на широкий круг петрогенных и редких элементов в лабораториях ИГХ СО РАН и частично в ИЗК СО РАН.

Терригенные и терригенно-карбонатные породы слагают две пластины – Булгустайскую и Долон-Модонскую и относятся к джидинской свите. Это ритмически построенные пачки, где чередуются крупнозернистые песчаники, сложенные обломками кремней, хлорит-серицитовых сланцев, слабоокатанного кварца и скоплений хлорита, заместившего обломки основных пород. Основная масса состоит из тех же мелкозернистых минералов. В алевролитах и пелитах исчезают обломки пород и растет количество слюд. Характернейшей чертой толщи является большое количество пород с той или иной примесью карбонатного материала, главным образом кальцита, что отражается в росте содержания кальция в породе, вплоть до известняков. В ритмах небольшую роль играют микрокварциты (силициты). По редкоэлементному составу терригенные породы обеих пластин не различаются между собой, но по сравнению со сланцем PAAS и с терригенными породами Хамардабанского террейна значительно обеднены Rb, K, Ba,

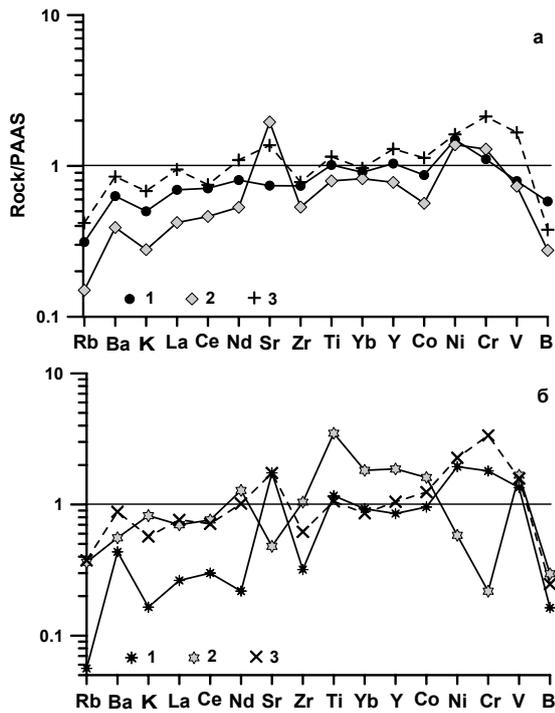


Рис. 1. Редкоэлементные спайдерграммы. а) – песчаников и алевролитов (1), карбонатистых песчаников (2) джидинской и гранат-биотитовых гнейсов (3) зунмуриной свиты; б) – толеитовых (1) и щелочных (2) туффитов хасуртинской и биотит-амфиболовых гнейсов (3) зунмуриной свиты. Нормированы по сланцу PAAS.

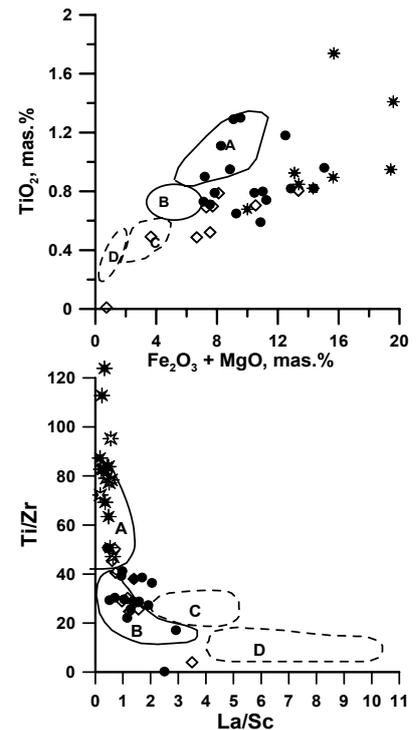


Рис. 2. Положение составов метаграувакк джидинской и туффитов хасуртинской свиты в полях островодужных обстановок (Bhatia, 1983). А – примитивные, В – развитые островные дуги, С и D – активные и пассивные континентальные окраины. Усл. обозначения см. на рис. 1.

LREE, а также Co и Ni (рис. 1). Ближе всего по составу они к сланцам зунмуриной свиты. Это свидетельствует о достаточно основном составе области сноса их терригенного материала. Действительно, на диаграммах Бхатия их составы попадают в поля граувакк островных дуг (рис. 2). Видимо, по мере развития островная дуга разрушалась, поставляя осадочный материал в задуговой бассейн. Об этом же свидетельствует обилие олистостром в хасуртинской свите при большей сортировке осадков джидинской свиты. По мере роста карбонатной составляющей в песчаниках и алевролитах увеличивается содержание Sr.

Другая группа терригенных пород представлена вулканокластикой – туфами, туффитами, туфоалевролитами, которые большей частью встречаются в Улан-Баторской, Джидотской и Ивановской тектонических пластинах, где развиты и вулканы. Эти пластины относятся уже к хасуртинской свите. Породы с вулканокластикой четко распались на две группы: одна группа (вблизи верховьев р. Хасуртый, Ивановская пластина) имеет примесь вулканокластики толеитовых базальтов; другая – в перевальной части урочища Улан-Батор – содержит туфовый материал субщелочных базальтов с высокими содержаниями Ti, P, K, Zr, REE и Zn. Туффиты соседствуют с пластинами вулкаников соответствующего состава, что свидетельствует о близкоодновременном их образовании.

По рекам Хасуртый (вблизи рч. Джидот) и Джиде, в районе пади Юхта, были подсечены пласты пород, обогащенных MnO до 0,42 и 1,18 мас. %. На р. Хасуртый это слюдястый сланец (алевролит) с хлоритом, серицитом и редким биотитом, со спорадическими обломками (до нескольких см) измененных порфиритов. На р. Джиде в устье пади Юхта среди черных карбонатных пород встречен прослой хлоритового кварцита. И в том, и в другом случае, несмотря на низкую степень зеленосланцевого метаморфизма, в породах развит гранат: почти чистый спессартин в кварците и альмандин-спессартиновый гранат в песчанике (рис. 3). Помимо Mn сланец резко обогащен по сравнению с другими породами Li, Rb, K, Ba, Tl, Ge, F и B, в нем повышены

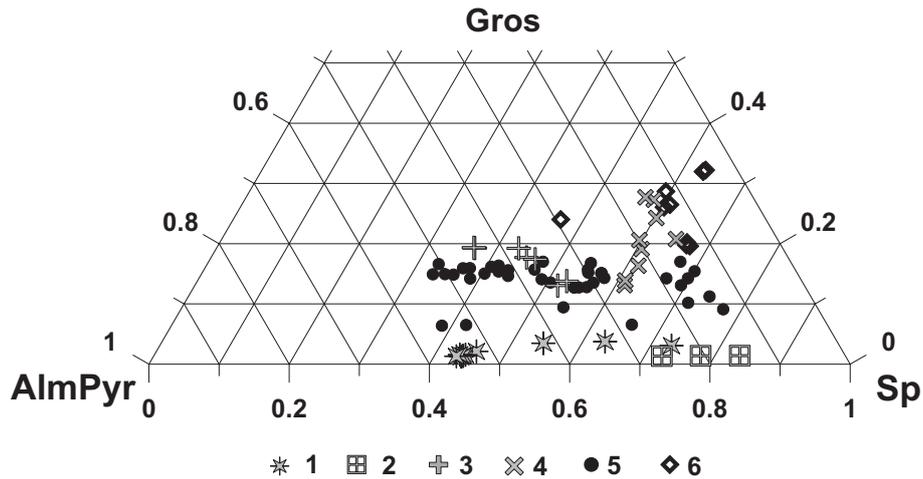


Рис. 3. Составы гранатов из Мп-пород. 1–2 – сланца ХС19 и кварцита ХС48 хасуртинской свиты; 3 – толтинской, 4 – слюдянской толщ; 5–6 – из гондитов ангинской свиты.

концентрации РЗЭ и в то же время – Fe, Co и Ni. Такие особенности состава характерны для железо-марганцевых корок и конкреций.

Горизонты пород, обогащенные марганцем, встречались нами в ангинской свите Ольхонского региона, толтинской толще Тункинского террейна, известны они и в итанцинской свите селенгинской серии, где существуют рудопроявления марганца. Их образование и, главное, сохранность свидетельствуют об отложении на аэрируемом склоне с быстрым перекрытием другими осадками при лавинной седиментации, что подтверждается широким развитием турбидитов в джидинской и хасуртинской свитах. Если в ангинской толще гондиты найдены в зоне высокой амфиболитовой фации метаморфизма, то в толтинской и джидинской свитах это зона первого появления биотита (380–400 °С) – почти нижний температурный предел устойчивости спессартина. В итанцинских сланцах на этом температурном уровне развиты родониты. Появление граната вместо пироксеноидов обусловлено наличием глинозема в породе и низким содержанием Са.

Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционной программы СО РАН ОНЗ-10.1 и проекта РФФИ 08-05-00403.

- [1] Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. – Новосибирск: Наука, 1977. – 133 с.
- [2] Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И. и др. Палеоокеанические комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 1. – С. 2–26.
- [3] Гордиенко И.В., Филимонов А.В. Джидинская зона Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции: Материалы совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. – С 63–67.
- [4] Филимонов А.В. Характерные геологические формации и формационные ряды палеозоя Юго-Западного Забайкалья (условия формирования и геодинамическая интерпретация): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. – 17 с.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВЕНД-КЕМБРИЙСКОГО ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

С.Ю. Малёнкина

Москва, Геологический институт РАН, maleo@mail.ru

До сих пор в современной литологической литературе не получили достаточно удовлетворительного объяснения существенные фациальные различия разновозрастных отложений крупного фосфоритоносного бассейна Малого Каратау и смежных Большекаратауско-Нарынских фосфатопроявлений. Если первые представлены высококачественными пеллетовыми (зернистыми) и онколитовыми (оолитовыми) так называемыми пластовыми фосфоритами, то последние – углеродистыми карбонатно-глинисто-кремнистыми сланцами с фосфатными конкрециями. Вероятно, это объясняется практически полным игнорированием данных современной тектоники со стороны ведущих литологов, занимавшихся этой проблемой. Они по-прежнему считают, что данные отложения формировались в соседних фациальных зонах «узкого проливнообразного палеоводоёма, обособленного от вод Мирового океана».

Согласно современным моделям формирования Северного Тянь-Шаня [1, 3, 6] в среднем рифее – венде произошел раскол краевой части Восточной Гондваны с раскрытием континентальных рифтов. В конце венда – раннем кембрии раскол продолжился и достиг полного раскрытия, что привело к спредингу и зарождению океанических бассейнов, входящих в систему Палеоазиатского океана, в частности Ишим-Нарынского (от которого после его закрытия осталась «Линия Николаева») между Таримским (Срединно-Тяньшанский блок) и Северо-Тяньшанским микроконтинентами [1]. На обоих бортах Ишим-Нарынского океанического бассейна сначала накапливались комплексы зрелых пассивных окраин. В дальнейшем, на Срединно-Тяньшанской окраине пассивный режим сохранялся и для всего последующего каледонского цикла развития вплоть до среднего–позднего ордовика, на северном же борту бассейна он сменился на активный субдукционный уже к концу кембрия [3]. Однако еще до этой смены режим стал нестабильным. Это имело ключевое значение для фосфатонакопления, полностью реализовавшегося лишь в Малом Каратау, располагавшемся в тот момент как раз в шельфовой зоне на северном борту бассейна, поскольку нестабильный тектонический режим способствовал миграции береговой линии, частой смене режима гидродинамической активности и трансгрессивно-регрессивных циклов. Все это благоприятствовало как формированию зернистого типа осадков, так и периодически возникавшим условиям перемыва и переотложения осадков, с вымыванием вмещающего и разубоживающего материала и концентрацией фосфоритов, и обеспечивало необходимую полицикличность процесса фосфоритообразования. На южном (Большекаратауско-Нарынском) борту бассейна, являвшемся Срединно-Тяньшаньской окраиной, на смену трансгрессивно-регрессивных циклов практически влияли лишь эвстатические колебания уровня моря, поэтому там возникли лишь маломощные слои мелких конкреционных фосфоритов, крупного фосфатонакопления не произошло. Более спокойный в целом гидродинамический режим способствовал частому возникновению застойных аноксидных явлений.

Вышеизложенное полностью устраняет следующие давние возражения Э.А. Еганова: 1) «наблюдаемый состав нижнекембрийских отложений Большого и Малого Каратау противоречит представлениям о проливнообразной форме палеобассейна» и 2) «апвеллинг, как правило, требует открытой связи с глубокими частями бассейна, он маловероятен в узких проливнообразных акваториях» [2]. Все это также находит свое подтверждение при рассмотрении истории развития региона. Фосфатонакоплению предшествовала длительная пенепленизация с широким развитием кор выветривания [4] и образованием холмисто-равнинного рельефа. В позднем венде в результате трансгрессии начинают формироваться мелководно-шельфовые терригенные и терригенно-карбонатные осадки с глауконитом и повышенными концентрациями фосфата [5]. В это время уже начинается дифференциация отложений Большого и Малого Каратау. Так, в Малом Каратау терригенно-карбонатные осадки содержат строматолиты с прослойками афани-

тового фосфорита. Для Большого Каратау более характерны терригенные отложения без строматолитов. Еще позже начинает формироваться выдержанный в пределах всего Малого Каратау горизонт нижних доломитов, сложенный преимущественно строматолитовыми фосфатизированными биогермами («карбонатная банка» [4]). В Большом Каратау в это время образуются тиллитоподобные конгломераты. В раннем кембрии условия фосфоритообразования еще более дифференцировались. В Большом Каратау установились стабильные климатические и гидродинамические относительно мелководные, местами возможно лагунные, условия, в которых отлагались ванадиеносные и фосфатеносные глинистые, глинисто-углистые, кремнистые, углисто-кремнистые сланцы, местами переполненные радиоляриями и спикулами губок. В Малом Каратау, помимо деления на кремневый, фосфоритовый, железо-марганцевый и горизонт «бурых» доломитов, наблюдаются еще очень сложные фациальные изменения фосфоритоносной толщи по простиранию. Кроме сокращений мощностей и выпадения отдельных пачек и горизонтов, происходят изменения гранулометрического состава фосфатных зерен, содержания глинисто-кремнистых пород (сланцев) и карбонатности фосфоритов. Эти изменения свидетельствуют о дифференциации условий фосфатонакопления в пределах Малого Каратау, от крайне мелководных до глубин, вероятно, в несколько десятков метров, с гидродинамическим режимом от слабого (иногда с полным прекращением осадконакопления) до очень активного. Кремнеенакопление происходило, вероятно, целиком за счет спикул в изобилии встречающихся кремневых губок. Во всех горизонтах фосфоритоносной толщи были обнаружены различные фосфатизированные фитоциты (строматолиты, онколиты) и продукты их дезинтеграции, особенно в фосфоритовых пачках, что свидетельствует о том, что в возникновении залежей зернистых фосфоритов значительную роль сыграло строматолитообразование [2], для которого условия были особенно благоприятны. При этом кремнезем и фосфор, по-видимому, поставлялись восходящими течениями из океанического бассейна.

- [1] Гесь М.Д. Террейновая структура и геодинамика каледонид Тянь-Шаня: обзор // Фундаментальные проблемы геотектоники (Материалы XL Тектонического совещания). Т. 1. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 167–169.
- [2] Еганов Э.А., Советов Ю.К. Каратау – модель региона фосфоритонакопления. – Новосибирск: Наука, 1979. – 192 с.
- [3] Зарщиков А.А. Раннепалеозойская активная окраина Северного Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М., 2003. – 24 с.
- [4] Максимова Р.А. Эволюция бассейнов осадконакопления Северного и Среднего Тянь-Шаня в позднем докембрии – раннем палеозое: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – Бишкек, 1991. – 64 с.
- [5] Малёнкина С.Ю. Верхнедокембрийско-нижнепалеозойские уровни фосфогенеза Северного Тянь-Шаня // Палеогеография венда и нижнего палеозоя (ВПП-96). – Екатеринбург, 1996. – С. 92–94.
- [6] Хераскова Т.Н. Структурные связи Казахстана и Тянь-Шаня в конце рифея – раннем кембрии // Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. – С. 27–34.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ОКТЯБРЬСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

Ю.Ф. Манилов

Хабаровск, Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, manilov@itig.as.khb.ru

Изучение региона имеет как практическую значимость – в его пределах расположен Октябрьский золоторудный район [1], так и чисто научную – эволюция в сложной тектонической обстановке.

Изучаемая территория (рисунок) расположена в области сочленения Аргуно-Мамынского массива и Луньцзян-Селемджинского орогенного пояса [2]. Магматические комплексы в пределах региона фрагментарно выходят на поверхность и представлены интрузивными породами палеозоя и мезозоя преимущественно гранитоидного состава, а также вулканогенами среднего-кислого состава мелового возраста. Особенности геологического строения, истории геологического развития и минерогении района обусловлены расположением территории в области взаимодействия двух крупных жестких литосферных блоков – Алдано-Станового и Амурского. Это взаимодействие приводило к неоднократным вспышкам тектонической и тектоно-магматической активности с образованием региональных глубинных разломов, структурных швов, формированием шарьяжно-надвиговых зон, внедрением огромных объемов магматических масс разнообразного состава, крупнообъемными перераспределениями рудных и петрогенных элементов (метасоматизмом), мобилизацией, переносом и переотложением минерального рудного вещества. Серьезным препятствием при изучении является закрытость территории. Осадочные комплексы мезозоя Амуро-Зейского бассейна и Среднезейской депрессии вуалируют геолого-структурную картину региона. В этой ситуации часть неопределенностей стало возможным разрешить посредством комплексного анализа геофизической и геологической информации.

Проведена совместная интерпретация гравитационной и магнитной съемок масштабов 1:200000, геоморфологии, геологических съемок масштабов 1:50000 и 1:200000, данных бурения. Построена сводная геолого-структурная карта масштаба 1:500000 юго-восточной части Аргуно-Мамынского массива, перекрытого мезо-кайнозойскими осадочными отложениями. На основе данных сейсмометрии (ГСЗ), магнитотеллурических зондирований (МТЗ), гравиметрии, термометрии построены карта мощности земной коры и плотностной срез литосферы на глубине 50 км.

Вследствие взаимодействия северо-восточных и северо-западных разломов образовалась система крупных блоков земной коры, границами которых являются разноранговые тектонические нарушения. Проведенные исследования позволили установить границы между основными тектоническими элементами изучаемой территории. В процессе интерпретации локальных аномалий гравитационного и магнитного полей проявилась кольцевая структура со сложным блоковым строением земной коры. Специфика данного объекта – радиально-концентрическая зональность строения рельефа и размещения структурно-вещественных комплексов, наличие радиальных и дуговых или кольцевых в плане и конических в разрезе систем разломов, являющихся структурообразующими. Наличие разновозрастных магматических образований позволяет идентифицировать ее как вулканоплутоническую купольную постройку.

В процессе исследований рассмотрены неоднородности на разных уровнях литосферы. Наиболее интересным объектом в литосфере региона является купольная структура, которую автор назвал Октябрьской магматической системой. Проведенный анализ выявил соответствие купола положению неоднородностей на уровне границы Мохо (рисунок). Внутренней части кольцевой структуры соответствует резкое уменьшение мощности земной коры. В то же время мощность коры вдоль периферии свода заметно нарастает.

В пределах Октябрьской магматической системы на уровне поверхности Мохо выделяется зона разуплотнения, которую вполне можно диагностировать как проводящий канал для поступления мантийного вещества во внутрикоровое пространство. Пространственно канал контро-

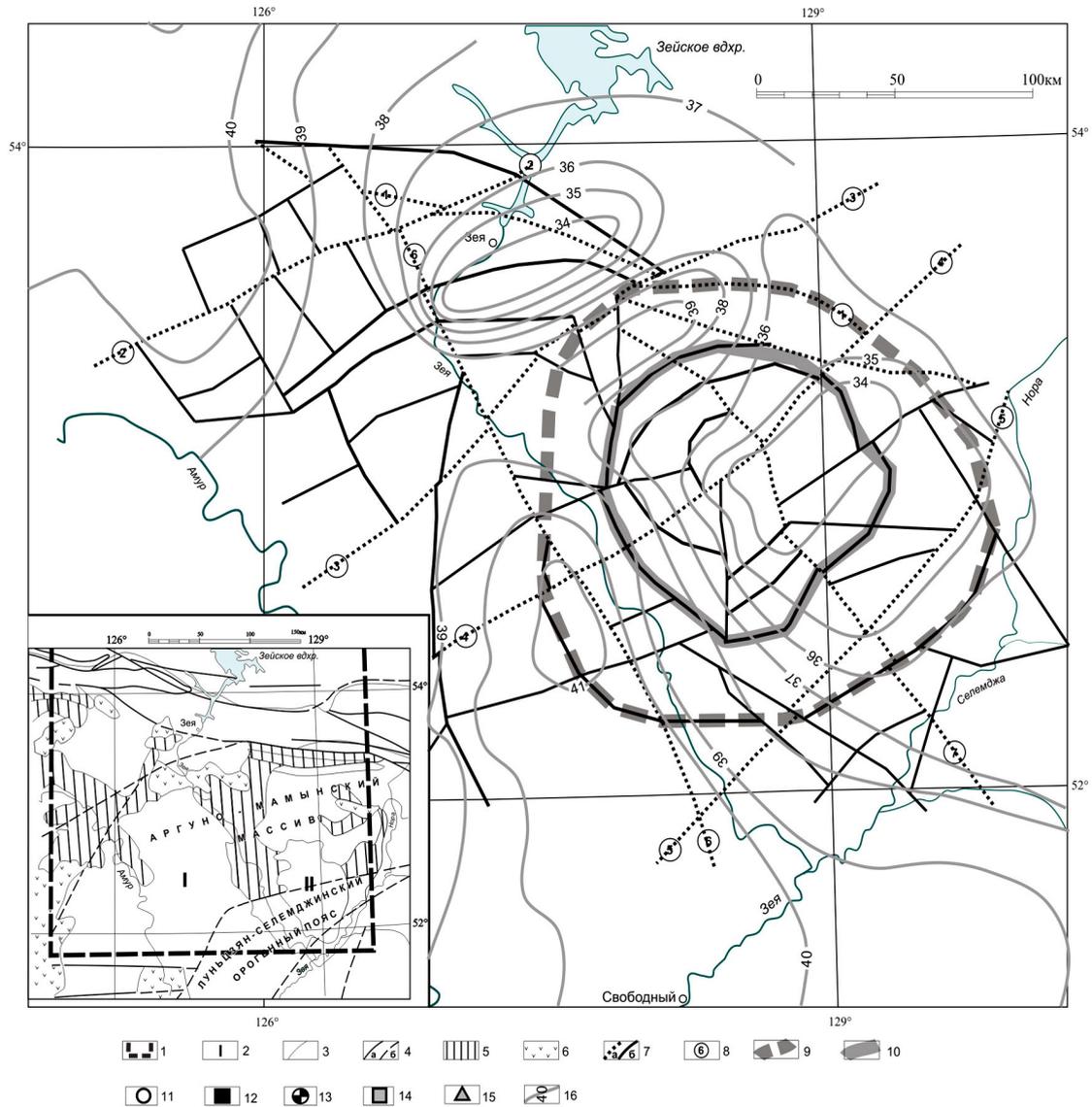


Схема дизъюнктивной тектоники юго-восточной части Аргуно-Мамынского массива с элементами минерагении. На врезке: 1 – граница изучаемой территории; 2 – осадочные бассейны: I – Амуро-Зейский, II – Среднезейский; 3 – границы тектонических подразделений; 4 – разломы по Карсакову: а – установленные; б – предполагаемые; 5 – эродированные части массива; 6 – вулканические комплексы. На схеме: 7 – разломы: а – 1 порядка; б – остальные; 8 – номера разломов I порядка (1 – Ю. Тукурингский, 2 – Дербур, 3 – Нэньцзянь, 4 – Таси, 5 – Харбинский, 6 – Трансамурский, 7 – Гиллюйский); 9 – внешняя граница Октябрьской рудно-магматической системы; 10 – граница внутренней части купола; месторождения и проявления: 11 – золото; 12 – железо; 13 – полиметаллы; 14 – вольфрам; 15 – бурый уголь; 16 – изопакиты мощности земной коры.

лируется пересечением северо-западной и северо-восточной систем разломов.

Почти все известные металлогенические объекты территории сконцентрированы в пределах выделенной магматической системы (рисунок). В куполе наблюдается определенная зональность: в центре W, по эндоконтакту – Au, по экзоконтакту и за пределами структуры – Fe.

Наибольший практический интерес в минерагеническом отношении представляют две эпохи – раннепротерозойская и мезозойская (главным образом, позднемезозойская). При этом если в раннепротерозойскую эпоху основным фактором рудообразования являлись метасоматические процессы, а источником рудного вещества были геохимически специализированные комплексы пород в шовных рифтогенных зонах, то в мезозойскую эпоху большую роль играли глубинные источники в связи с интенсивно проявленным интрузивным и вулканическим маг-

матизмом.

1. Современная картина строения региона является, в значительной мере, результатом процессов мезозойской тектонической и магматической активности.

2. Важную роль в формировании тектонического строения региона играли глубинные разломы, которые обусловили раскалывание основания Аргуно-Мамынского массива и образование крупных выступов и трогов, к которым относятся блоки Мамынский и Синьхуа. Выступы при внедрении интрузий приобретали форму куполов и долгое время служили областями сноса.

3. Вулкано-плутоническая деятельность явилась основным источником образования Октябрьской рудно-магматической системы. Выделенная система относится к тектонической структуре очагового типа, образовавшейся посредством формирования локальных субвертикальных зон деструкции – проводящих каналов глубинных магмопоток.

4. Перспективы развития Октябрьского рудного района связаны с дальнейшим изучением Октябрьской рудномагматической системы. С точки зрения автора, она должна являться главным объектом поисково-оценочных работ.

- [1] Сухов В.И., Бакулин Ю.И., Лошак Н.П. и др. Металлогения Дальнего Востока России. – Хабаровск, 2000. – 217 с.
- [2] Karsakov L.P., Zhao Chunjing et al. Tectonics, deep structure, metallogeny of the Central Asian – Pacific Belts Junction Area (Explanatory Notes to the Tectonic Map Scale of 1:1 500 000). – Beijing, China: Geological Publishing House, 2008. – 213 p.

ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИЙ И КИНЕМАТИКА В ШОВНЫХ ЗОНАХ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ НА ПРИМЕРЕ ОФИОЛИТОВ, ОСТРОВОДУЖНЫХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ

*Н.Ю. Матушкин**, *В.А. Верниковский** **

*Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

**Новосибирск, Новосибирский государственный университет

В аккреционно-коллизионной структуре Енисейского кряжа выделяется две шовные зоны – Татарско-Ишимбинская и Приенисейская, разделяющие составляющие его террейны [1, 2]. Данные шовные зоны прослеживаются на всем протяжении Енисейского кряжа, субсогласно по простиранию с основными складчатыми дислокациями в виде сложно построенных зон разломов преимущественно взбросово-надвиговой кинематики, с которыми ассоциируют офиолиты. Шовные зоны выражены вытянутыми ступенями в магнитном и гравитационном полях, исчезновением региональных сейсмических границ, наличием протяженных наклонных отражающих поверхностей и, в зависимости от интерпретации сейсмических данных, трассируются на глубину от 5 до 15 км [3–7 и др.]. Деформированные породы в пределах шовных зон, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма, обнаруживают признаки наложенного диафтореза [8].

Татарско-Ишимбинская шовная зона ограничивается Татарской и Ишимбинской зонами разломов. По восточному краю последней проводится граница между Восточно-Ангарским террейном пассивной континентальной окраины и составным Центрально-Ангарским террейном, который вступил в коллизию с Сибирским кратоном в среднем неопротерозое [1]. В результате этой коллизии произошло заложение шовной зоны и внедрение в ее пределах интрузивных тел гранитов аяхтинского синколлизиионного комплекса, возрастом 760–750 млн лет [1]. Новая $Ag-Ag$ датировка, полученная по амфиболу из метагабброидов Рыбинско-Панимбинского офиолитового пояса – 786 ± 17 млн лет, входящего в состав шовной зоны, также указывает на ее заложение в среднем неопротерозое. Возраст офиолитов и время их присоединения к структуре Центрально-Ангарского террейна или Сибирского кратона предполагается мезопротерозойским, на что указывают опубликованные данные $Ag-Ag$ датирования метагабброидов: $1051 \pm 22,5$ млн лет по амфиболу и $916 \pm 4,7$ млн лет по плагиоклазу [9].

В южной части Рыбинско-Панимбинских офиолитов выделяется комплекс пород, метаморфизованных в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма, в который входят расслоенные габбро, потоки базальтов и силы диабазов, рассланцованные осадки. В этой зоне породы несут признаки длительного тектонического воздействия. Разрез пород офиолитовой ассоциации разбит на несколько блоков, разделенных крутопадающими разломами взбросовой кинематики, а в некоторых случаях надвигами, плоскости сместителей которых падают в основном на запад. К западной части разреза, ближе к Татарскому разлому, зоны разломов сменяются на широкие зоны милонитизации и рассланцевания, что, возможно, указывает на наложенные деформации со стороны разлома. Слои метаосадков и потоки и силлы metabазальтов смяты в наклонные и запрокинутые складки, с аналогичным падением осевых плоскостей. Данные деформационные структуры могут характеризовать как одно, так и два тектонических события: присоединение офиолитов к Центрально-Ангарскому террейну, а затем воздействие со стороны Татарского разлома. Наиболее поздними структурами являются кинематические индикаторы в обнажениях и шлифах, указывающие на сдвиговое смещение в большинстве разломов.

Таким образом, в южной части зоны сочленения Центрально-Ангарского и Восточно-Ангарского террейнов выделяется, по крайней мере, три этапа деформаций.

Заложение Приенисейской шовной зоны и формирование Предивинского и Исаковского островодужно-океанических террейнов Енисейского кряжа произошло в результате аккреции (700–630 млн лет назад) Приенисейской вулканической дуги к структурам Сибирского кратона

[1] и обдукции офиолитов. Аккреция привела к внедрению в пределах Татарско-Ишимбинской шовной зоны тел гранитоидов, щелочных сиенитов и карбонатитов татарского комплекса активной континентальной окраины, возрастом 711–630 млн лет, формирование которого связывается с синхронным плавлением субдуцирующего слэба океанской коры [2].

Южная часть Приенисейской зоны разломов является зоной сочленения Предивинского островодужно-океанского и Ангаро-Канского гранулит-гнейсового террейнов. В данной зоне сочленения выделяется три этапа деформаций. К первому событию следует отнести формирование метаморфической полосчатости островодужных вулканитов и офиолитов Предивинского террейна. Следующее событие, возможно, является следствием аккреции Предивинского террейна к Ангаро-Канскому. Ему отвечает смятие полосчатости в разномасштабные открытые складки концентрического типа, приобретение ею северо-северо-западного, субмеридионального простирания и крутого падения, формирование субсогласных разрывов взбросовой кинематики. Взбросовая составляющая разрывов диагностируется в смятии полосчатости вдоль сместителей в Предивинском террейне и вращении порфиробластов плагиоклаза и граната в гнейсах Ангаро-Канского террейна. Наиболее интенсивные деформации наблюдаются в породах офиолитовой ассоциации, представленных апогарцбургитовыми серпентинитами, в виде зон милонитизации и рассланцевания непосредственно в зоне сочленения этих террейнов. На завершающей стадии аккреции на структуры зоны сочленения была наложена деформация типа левостороннего сдвига, что привело к формированию плейчатости в полосчатых метабазах Предивинского террейна и образованию многочисленных кинематических индикаторов в пределах разломов.

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

- [1] *Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P.* Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey ridge // *Tectonophysics*. – 2003. – V. 375, № 1–4. – P. 147–168.
- [2] *Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Яснев А.М.* Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // *ДАН*. – 2008. – Т. 419, № 1. – С. 90–94.
- [3] *Крылов С.В., Крылова А.Л., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д., Янушевич Т.А.* Глубинные сейсмические исследования в области сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // *Геология и геофизика*. – 1967. – № 2. – С. 3–15.
- [4] *Сурков В.С., Коробейников В.П., Крылов С.В., Гришин М.П., Краевский Б.Г., Ларичев А.И.* Геодинамические и седиментационные условия формирования рифейских нефтегазоносных комплексов на западной окраине Сибирского палеоконтинента // *Геология и геофизика*. – 1996. – Т. 37, № 8. – С. 154–165.
- [5] *Горюнов Н.А.* Региональные сейсморазведочные работы МОГТ и электроразведочные работы МТЗ по маршруту «Батолит» // *Отчет Семиреченской к/п. № 1/ 95-2002 за 1995–2002 гг.* – Енисейск, 2002. – 200 с.
- [6] *Старосельцев В.С., Мигурский А.В., Старосельцев К.В.* Енисейский кряж и его сочленение с Западно-Сибирской плитой и Сибирской платформой // *Геология и геофизика*. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 76–85.
- [7] *Хераскова Т.Н., Каплан С.А., Галуев В.И.* Строение Сибирской платформы и ее западной окраины в рифее – раннем палеозое // *Геотектоника*. – 2009. – № 2. – С. 37–56.
- [8] *Козлов П.С., Лепезин Г.Г.* Петрология, петрохимия и метаморфизм пород Заангарья Енисейского кряжа // *Геология и геофизика*. – 1995. – Т. 36, № 5. – С. 3–22.
- [9] *Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Chernych A.I.* Neoproterozoic orogenic belts of the Western margin Siberian craton: petrology and tectonic evolution. Rio de Janeiro, Brazil, 2000. Abstract Volume 31 IGC (on CD-ROM).

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ

*Д.В. Метелкин**, *В.В. Благовидов***, *А.Ю. Казанский**

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

**Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Область распространения пород, объединяемых в составе карагасской серии, связана с Присяянским прогибом. Здесь она с угловым несогласием перекрывает разновозрастные, преимущественно палеопротерозойские, комплексы фундамента, формируя пологие изоклинальные складки с увеличением углов падения толщи вблизи крупных разломов. Характерным является блоковое строение, со смещением блоков относительно друг друга на небольшую величину. В целом тектоническая ситуация является типичной для субплатформенных (перикратонных) областей. В составе серии объединяют три свиты – шангулежскую, тагульскую и ипситскую [1]. Каждая свита представляет собой крупный седиментационный цикл, связанный с эволюцией бассейна в условиях окраинного моря [1–3]. В разрезах шангулежской и тагульской свит преобладают терригенные породы: крупнозернистые песчаники, аркозы, алевролиты и гравелиты. Ипситская свита характеризуется преобладанием кремнистых и карбонатных пород. Комплекс микрофитоцитов и строматолитов, а также региональные корреляции позволяют ограничить время формирования серии в широком диапазоне – 850–720 млн лет назад [2]. Более молодой, предвендский, возраст толщи предполагается по данным седиментологических, стратиграфических и других исследований осадочной последовательности оселковой серии, с несогласием перекрывающей карагасские отложения [4]. Аг–Аг данные по дайкам и силлам нерсинского комплекса, прорывающим довендские отложения карагасской серии, отвечают рубежу 740 млн лет [5]. Учитывая этот факт, а также ряд других свидетельств, в том числе возможную многовариантность интерпретации кривых вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в неопротерозойских разрезах юго-западной окраины Сибири [3], на основе оригинального материала по стратиграфии рифея Саяно-Байкальской области А.М. Станевич с соавторами [3] предлагает сопоставлять карагасскую последовательность с нижней частью дальнетайгинского горизонта, ограничивая время ее формирования до интервала 780–730 млн лет.

Палеомагнитные исследования отложений карагасской серии проведены в среднем течении р. Бирюсы и по р. Уде. Литофациальный облик шангулежских пород свидетельствует об их формировании в пределах прибрежной приливной равнины и мелководной части шельфа. Изученные отложения тагульской свиты также отвечают обстановкам мелководного шельфа, а отложения ипситской свиты связаны с дальней зоной открытого шельфового бассейна. Изученная палеомагнитная коллекция составила 250 ориентированных образцов, отобранных в 26 точках, которые характеризуются сравнительно слабой намагниченностью ($\text{NRM} < 100 \text{ мА/м}$) и магнитной восприимчивостью ($\chi < 3 \cdot 10^{-4} \text{ СИ}$). Все образцы прошли ступенчатую T -чистку или AF -размагничивание.

По результатам размагничивания в составе NRM песчаников и алевролитов карагасской серии установлено преобладание регулярной гематитовой компоненты положительного и отрицательного наклона (компонента A). В доломитах такая же по направлению стабильная компонента намагниченности связана с более низкотемпературными магнитными минералами. Положительные результаты тестов обращения и складки свидетельствуют о вероятном первичном происхождении компонента A . Наряду с ней в NRM карагасских пород присутствует еще одна регулярная компонента (компонента B), которая интерпретируется нами как метахронная, синскладчатая. Компонента B отмечается в изученных образцах либо как относительно менее стабильная наряду с доминирующей компонентой A , либо как единственная регулярная компонента. Наиболее масштабно она проявлена в разрезах тагульской последовательности по р. Уде и доломитах ипситской свиты на р. Бирюсе. Палеомагнитный полюс, рассчитанный по направ-

лению компоненты B : $Plat=-41,9^\circ$ $Plong=150,4$ $A_{95}=8,4^\circ$, совпадает с кембро-ордовикским участком ТКДП Сибири по [6]. Это дает основания предполагать связь ее формирования с геологическими процессами аккреционно-коллизийного этапа развития юго-западной окраины Сибирского континента. Проявление синхронных термальных преобразований в Присяянье и смежных регионах достоверно фиксируется изотопными данными [7, 8].

Палеомагнитные направления, соответствующие компоненте A , обоснованно могут рассматриваться как соответствующие времени образования пород. Несмотря на различия в интерпретации возраста основных рубежей развития карагасского осадочного бассейна, длительность формирования более чем двухкилометровой терригенно-карбонатной толщи предполагается значительной (не менее 50 млн лет) [3]. Средняя скорость осадконакопления должна составлять около 4–5 мм за 100 лет, при этом реконструируемая на основе палеомагнитных данных средняя скорость дрейфа Сибири составляет около 5 см/год [9]. Такая приблизительная оценка предполагает, что палеомагнитные направления шангулежского, тагульского и ипситского интервалов должны значительно различаться, однако полученные данные противоречат этому предположению. Отсутствие статистически значимых различий в положении виртуальных геомагнитных полюсов для базальной и кровельной части серии свидетельствует о том, что ее накопление происходило интенсивно в течение сравнительно короткого промежутка времени в интервале между 780 млн лет и 730 млн лет назад. Другим объяснением совпадения палеомагнитных полюсов может быть метастабильное положение Сибирского континента в течение длительного (не менее 50 млн лет!) промежутка времени, что судя по имеющимся глобальным реконструкциям неопротерозойского интервала геологической истории [9, 10] представляется маловероятным. Средний палеомагнитный полюс, рассчитанный по компоненте A : $Plat=4,2^\circ$, $Plong=292,1^\circ$, $A_{95}=6,2^\circ$, соответствует неопротерозойскому тренду КДП Сибири [9]. В соответствии с ними, Сибирский кратон должен занимать пространство между экватором и 35° ю.ш. при субмеридиональном простираии его западной границы. Такое положение было принято нами на глобальных палеотектонических схемах, иллюстрирующих процесс дезинтеграции Родинии [9, 10].

Согласно литолого-фациальным данным, в том числе анализу направлений палеотранспорта, можно предполагать, что береговая линия, расположенная к северу от территории Присяянья, имела субширотную ориентировку. Место открытого океанического пространства на время формирования карагасской последовательности, вероятно, соответствует южной периферии кратона. Это подтверждает наши выводы. Мы полагаем, что территория Присяянья в карагасское время представляла собой шельфовый бассейн, находящийся в тылу глубокого океанического залива, который был сформирован в результате дезинтеграции Родинии и разделил южную окраину Сибирского кратона и северную окраину Лаврентии [9, 10]. В соответствии с реконструкциями в начале неопротерозоя кратон испытывал южный дрейф с поворотом против часовой стрелки [9]. Это обусловило доминирующий режим сдвига с последующим растяжением между кратонами Сибири и Лаврентии [9, 10], который на рубеже ~740 млн лет мог выразиться в формировании субвулканических интрузий нерсинского комплекса [5]. Известно, что рубеж 750 млн лет на западе–юго-западе Сибири связан с коллизийными событиями, приведшими, в том числе, к амальгамации Центрально-Ангарского террейна [11]. Вполне возможно, что нерсинский комплекс, интродуцирующий карагасскую последовательность в Присяянье, наряду с другими магматическими формациями [12] маркирует растяжение, обусловленное не распадом Родинии, а формированием Енисейского орогена. В любой интерпретации природы нерсинских интрузий имеющиеся сведения об орогенических событиях к северу (на Енисейском кряже), близких по возрасту ко времени формирования карагасской серии, хорошо укладываются в предлагаемую модель. Енисейский орогенез объясняет наличие крупного континентального «барьера» к северу от Присяянья и не отрицает возможность развития обширного шельфа к югу. Этот барьер мог представлять собой главную структуру, питающую карагасский осадочный бассейн. Близкорасположенный обширный источник терригенного материала мог обусловить интенсивное осадконакопление и формирование мощной осадочной последовательности в относительно короткий промежуток времени

[1] Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1991. – 185 с.

[2] Хоментовский В.В. Байкалий Сибири (850–650 млн лет) // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, №

4. – С. 313–333.
- [3] Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А. и др. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 60–79.
- [4] Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присяянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13, № 4. – С. 3–34.
- [5] Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A. et al. Mafic intrusions in Southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precamb. Res. – 2006. – V.147. – P. 260–278.
- [6] Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. – М., 1995. – 297 с.
- [7] Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Даценко В.М. и др. О проявлении раннепалеозойского магматизма в Южно-Енисейском кряже // ДАН. – 2004. – Т. 397, № 3. – С. 374–379.
- [8] Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. и др. Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизийных событий // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 80–92.
- [9] Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 42–59.
- [10] Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю. и др. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 4. – С. 502–519.
- [11] Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 35–52.
- [12] Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б. и др. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // ДАН. – 2008. – Т. 419, № 1. – С. 90–94.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ ЯМБУЙСКОГО КСЕНОЛИТА (УДИНО-ВИТИМСКАЯ ЗОНА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

О.Р. Минина*, Ю.П. Катюха **, Л.И. Ветлужских*

*Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, yaksha@ Rambler.ru

**Улан-Удэ, ГФУП «Бурятгеоцентр»

Разрез отложений Ямбуйского ксенолита бассейна р. Турки представлен вендской мылдьлгенской (андреевской), кембрийской курбинской и кембрий-силурийской пановской свитами и рассматривается как непрерывный [4, 5]. Б.А. Далматов [3] перевел пановскую свиту в ранг серии в составе ямбуйской, бадотинской и зумбурукской свит. Существенно терригенная пановская серия, по данным В.Г. Беличенко [2], Б.А. Далматова [3] и Ю.П. Бутова [4], согласно залегает на карбонатной курбинской свите. В целом для всех свит характерна слабая степень регионального метаморфизма, соответствующая серицит-хлоритовой субфации, и динамометаморфические преобразования, локализующиеся в отдельных зонах [4, 5].

Мылдьлгенская (андреевская) свита сложена тонкослоистыми терригенными слабометаморфизованными породами. Характерными для нее являются филлитовидные сланцы, пачки переслаивания терригенных и терригенно-карбонатных пород, представленные тонким чередованием метапесчаников, метаалевролитов, метаалевропелитов с прослоями песчанистых известняков. В верхней части разреза свиты появляются прослой серых известняков мощностью до 10–20 м. По разрезу свиты р. Б. Пановка выделен комплекс миоспор (определения Л.Н. Неберихиной), в составе которого преобладают виды, характерные для нижнего карбона (турнейский и визейский ярусы), – *Eurizonotriletes tersus* (Waltz) Isch., *Dictyotriletes similes* Kedo, *Symbosporites acutus* (Kedo) Byv., *Hymenozonotriletes ugulatus* Jusch., *H. turbunatus* (Waltz) Naum., *Spelaeotriletes microgranulatus* Byv. var. *minor* Byv. Состав комплекса миоспор предполагает раннекаменноугольный возраст этой части разреза свиты.

В составе *курбинской свиты* преобладают белые, серые, реже темно-серые (до черных) известняки и доломиты, часто мраморизованные и включающие горизонты известняково-доломитовых брекчий и карбонатных конгломератов. В виде линз и прослоев присутствуют полимиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты, плитчатые известняки, переслаивающиеся с глинисто-карбонатными сланцами, установлено присутствие олистостромовых (?) горизонтов [4]. В серых известняках предшественниками собраны археоциаты, хиолиты и водоросли, характерные для алданского надъяруса нижнего кембрия [1, 3, 6]. В пачках переслаивания известняков и глинистых сланцев установлены мшанки *Fenestella* sp., распространенные в силуре–перми.

На данном этапе исследований в состав пановской свиты включаются горизонты известняков и пачка, представленная чередованием филлитовидных сланцев и известняков. На водоразделе истоков рч. Сухая Бадота – Аэропортовский, в стратотипической местности свиты, установлены следующие комплексы органических остатков по данным предшественников и собственным (определения Р.В. Горюновой и Л.М. Улитиной, ПИН, РАН, Л.Н. Неберихиной, ВГУ, г. Воронеж, Ю.П. Катюхи, ГФУП «Бурятгеоцентр»):

- в темно-серых алевритистых известняках, мощностью 70 м (бадотинская свита по Б.А. Далматову) – комплексы трилобитов амгинского надъяруса среднего кембрия, брахиоподы и водоросли [1, 3, 6];

- в пачке переслаивания филлитовидных сланцев и темных органогенно-обломочных известняков, часто окремненных, мощностью 150 м, – трилобиты, имеющие полихронный смешанный состав и характерные для амгинского и майского ярусов среднего и верхнего кембрия [1, 3, 6];

- в темно-серых тонкозернистых известняках с прослоями оолитовых известняков, мощностью 270 м, – остатки губок, водорослей и строматопорат (появляются с силура);

- в линзах серых известняков с тонкой пятнистой текстурой, облекаемых глинистыми слан-

цами (из пачки переслаивания), обнаружены кораллы – табулята рода *Syngoroga*, распространенного от среднего ордовика до нижнего силура, но наиболее характерного для верхнеордовикских отложений, и гелиолитиды, распространенные в верхнем ордовике – среднем девоне;

- в органогенно-обломочных известняках (из пачки переслаивания) выделены фрагменты колоний ругоз *Xystriphyllum* sp.?, известных в нижнем – среднем девоне;

- из филлитизированных сланцев выделены хитинозои (ордовик – девон), акритархи (кембрий, ордовик – силур) и комплекс позднедевонских миоспор (определения), среди которых встречены формы *Brochotriletes faveolatus* Naum., *Archaeozonotriletes formosus* Naum., *Kedomonoletes glaber* (Kedo) Oshurk., характерные для фаменского яруса верхнего девона;

- в терригенных породах верхней части разреза (зумбурукская свита по Б.А. Далматову) были найдены хитинозои и сколекодонты, распространенные в ордовике–силуре до девона–карбона соответственно, и выделен комплекс миоспор – *Lycospora pusilla* (Ibr.) S.W. et B., *Tetraporina prima* Naum., *Mansupipollenites genuinus* (Jsch.) Oshurk, характерных для нижнего – среднего карбона.

Таким образом, пановская «свита» включает отложения, содержащие разновозрастные комплексы органических остатков раннего и среднего палеозоя, и олистостромовые (?) образования пока неясного генезиса.

Ямбуйская свита представлена пестроцветными (преимущественно красноцветными) аркозовыми, полимиктовыми и кварцевыми метапесчаниками и метаалевролитами с прослоями полимиктовых гравелитов и конгломератов, песчаных известняков и измененных эффузивов (туфолавы, лавобрекчии дацитового и андезитового состава). По левобережью р. С. Бадота на контакте пановской и ямбуйской свит, который ранее был описан как согласный стратиграфический, установлены бурые тектонические сланцы. После находок археоциат, известных в низах ленского надъяруса, и трилобитов, встречающихся в верхах тойонского яруса, отложения ямбуйской свиты стали рассматриваться в качестве самой нижней свиты пановской серии кембрия-ордовика [3, 4]. По нашему мнению, породы, содержащие органические остатки кембрия были ошибочно отнесены к ямбуйской свите и должны быть включены в состав пановской свиты. По нашим данным, в прослоях глинистого алевролита содержатся фрагменты колоний неопределимых мшанок и кишечнополостных (определения Р.В. Горюновой, ПИН РАН). В комплексе миоспор присутствуют *Cyclogranisporites rotundus* (Naum.) Oshurk., *Retusotriletes simplex* Naum., *Lophozonotriletes curvatus* Naum., *Geminospora rugosa* (Naum.) Obukh. и др., распространенные в верхнем девоне – нижнем карбоне, а также многочисленные обрывки растительных тканей. Ямбуйская свита, по-видимому, является возрастным и фациальным аналогом багдаринской свиты.

Таким образом, в отложениях курбинской и пановской свит установлены разновозрастные комплексы органических остатков – от кембрия до среднего карбона, в ямбуйской и андреевской свитах выявлены верхнедевонско-раннекаменноугольные и раннекаменноугольные комплексы микрофоссилий. Плохая обнаженность, тектонические нарушения и ограниченный объем палеонтологического материала пока не позволяют реконструировать осадочный разрез. Можно только предполагать, что осадочный комплекс пород представляет собой тектонически совмещенные образования раннего (карбонатный фундамент) и среднего палеозоя (карбонатно-терригенные и терригенные осадки среднепалеозойского бассейна). Лишь дальнейшее изучение позволит расчленить эти отложения и выделить собственно кембрий и более молодые образования.

[1] *Атлас ископаемой фауны и флоры палеозоя Республики Бурятия* / Под ред. Т. Н. Корень. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2003. – 203 с.

[2] *Беличенко В.Г.* Каледониды Байкальской горной области. – Новосибирск: Наука, 1977. – 133 с.

[3] *Далматов Б.А.* О возрасте терригенно-карбонатных отложений бассейна Турки // Проблемы возраста геологических образований Юго-Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственному геологическим картам. – Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1980. – С. 116–117.

[4] *Бутов Ю.П.* Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). – Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 1996. – 153 с.

[5] *Митрофанова Н.Н., Митрофанов Г.Л. и др.* Легенда Алдано-Забайкальской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение). Кн. 3 –

Описание таксонов к мезозойскому, пермскому, девон-карбонному, силур-вендскому, рифейскому, нижнепротерозойскому и архейскому срезам легенды. СПб. – Иркутск: ВСЕГЕИ-ВСНИИГГиМС, 2006.

- [6] Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бур. АССР. Палеозой. – М.: Недра, 1975. – 184 с.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ВОЗРАСТ КРЕСТОВСКОГО МАССИВА (ОЛЬХОНСКИЙ РЕГИОН, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Е.И. Михеев, Д.С. Юдин, И.Ю. Анникова, С.В. Хромых

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

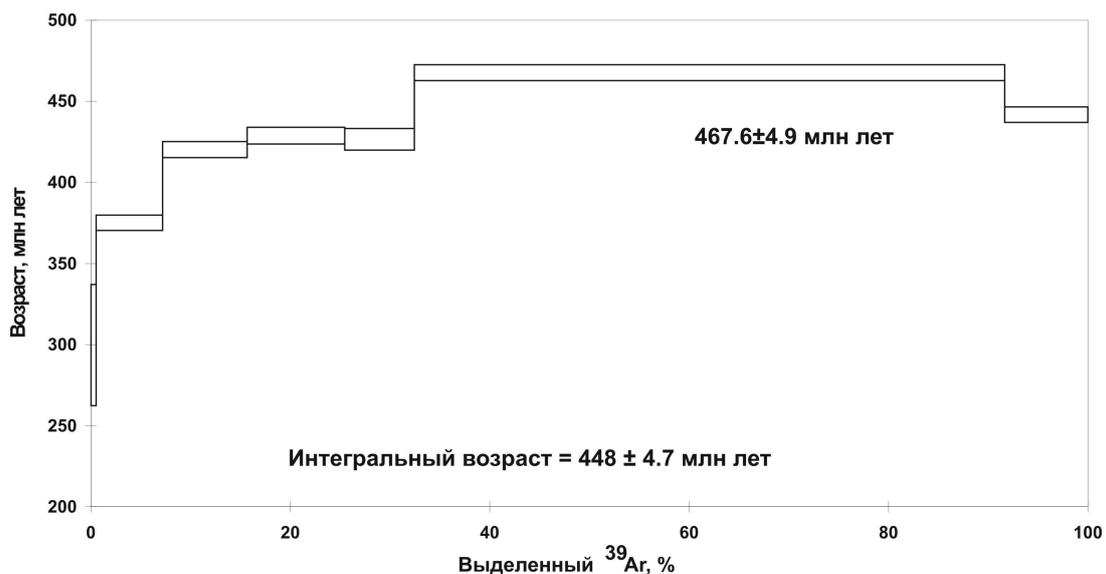
Ольхонский регион является фрагментом раннекаледонского пояса Западного Прибайкалья, сформированного в результате аккреционно-коллизийных событий, связанных с закрытием Палеоазиатского океана на южной окраине (в современных координатах) Сибирского кратона [1–4].

Настоящая работа посвящена результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пород Крестовского массива.

Крестовский массив входит в состав хайдайского гранитоидного комплекса. Массив находится на юге Приольхонья (Западное Прибайкалье) и прорывает мрамора и амфиболиты ангинской толщи, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации ($P=3,5\text{--}4,5$ кбар, $T=490\text{--}650$ °С). Магматические породы Крестовского массива имеют рвущие интрузивные контакты с вмещающими толщами, северо-западный контакт – тектонический. Массив имеет форму, близкую к линзовидной, и простирается с запада на восток. Длина массива составляет около 12 км, максимальная ширина (в центральной части) – 3,5 км. Внутреннее строение Крестовского массива отвечает гомодромной последовательности (габбро → диориты → гранодиориты → граниты) [5]. Ранние фазы в Крестовском массиве представлены габбро-диоритами и кварцсодержащими диоритами, более поздние интрузивные образования представлены биотит-амфиболовыми гранодиоритами, фациально переходящими в биотитовые граниты [6].

По химическому составу породы, из которых были отобраны мономинеральные фракции амфибола и биотита, отвечают габбро: $\text{SiO}_2=50,39$, $\text{TiO}_2=2,07$, $\text{Al}_2\text{O}_3=16,78$, $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3=9,84$, $\text{MnO}=0,13$, $\text{MgO}=5,34$, $\text{CaO}=9,56$, $\text{Na}_2\text{O}=3,03$, $\text{K}_2\text{O}=1,03$, $\text{P}_2\text{O}_5=0,50$, ППП=0,65, $\Sigma=98,67$ (мас. %).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по амфиболу из габбро Крестовского массива получен возраст $467,6\pm 4,9$ млн лет (рисунок).



$\text{Ar}\text{-Ar}$ изотопный возраст амфиболов (обр. X-695) из субщелочного габбро Крестовского массива, Западное Прибайкалье.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка по биотиту, отобранному из этих же пород, дает плато с возрастом $429,8 \pm 4,5$ млн лет.

Ранее для габбро-диоритов и гранодиоритов Крестовского массива по амфиболу А.В. Травиным и В.А. Макрыгиной был определен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст $484,2 \pm 4,2$ и $465,2 \pm 4,0$ млн лет соответственно [7].

Новые результаты, полученные по амфиболу, уточняют ранее установленные значения возраста и подтверждают, что внедрение и кристаллизация пород Крестовского массива предшествовали метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ даты по биотиту могут являться результатом более поздних наложенных событий [8, 9].

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

- [1] Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. The Ol'khon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: North-Eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480). – Irkutsk: Print. IEC SB RAS, 2005. – P. 5–76.
- [2] Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). – М.: Научный мир, 2001. – 188 с.
- [3] Хромых С.В. Петрология магматических комплексов глубинных уровней коллизионных систем (на примере ранних каледонид Ольхонского региона Западного Прибайкалья): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2006.
- [4] Юдин Д.С. Термохронологическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье): Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 2008.
- [5] Федоровский В.С. Геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона. – М.: ГИН РАН, 2004.
- [6] Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Rb-Sr изотопная систематика гранитоидов различных комплексов Приольхонья и острова Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. – 2000. – № 5. – С. 679–685.
- [7] Макрыгина В.А., Сандимиров И.В., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В. Nd-Sr систематика метамагматических пород ангинской и таланчанской толщ средней части озера Байкал // Геология и геофизика (в печати).
- [8] Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст и геохимические признаки синколлизионных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления) // ДАН. – 2005. – Т. 405, № 2. – С. 251–255.
- [9] Владимиров А.Г., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Крук Н.Н. U-Pb датирование и Sm-Nd изотопная систематика магматических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН. – 2008. – Т. 423, № 5. – С. 651–655.

ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКАЯ Р-ТОМОГРАФИЯ НА ЮГЕ СИБИРИ И В МОНГОЛИИ

В.В. Мордвинова*, А.В. Треусов**, Е.В. Шарова*, Л.В. Ананьин*

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

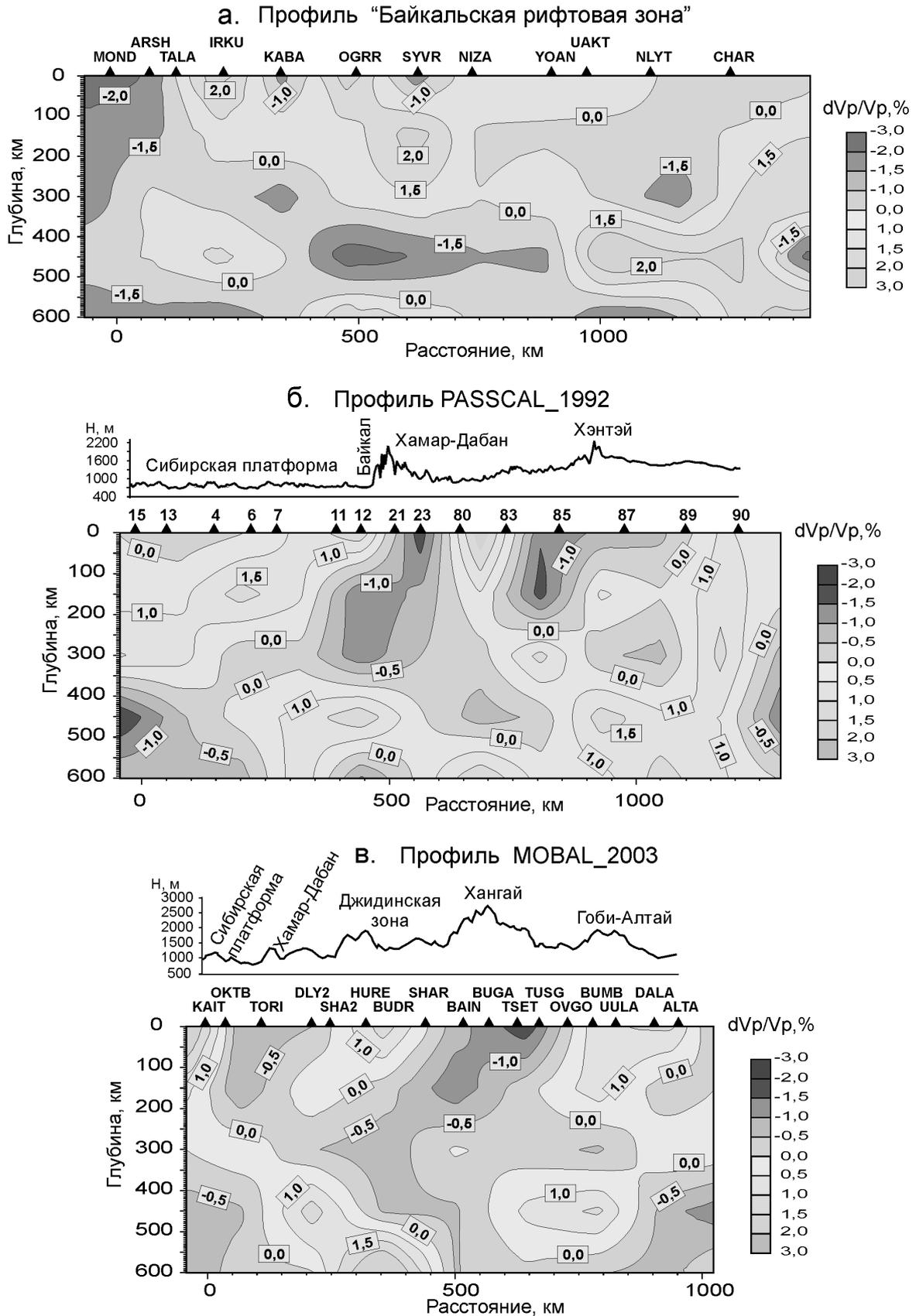
**Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, treussov@ifz.ru

Телесеismicкая томография, использующая объемные волны землетрясений, является, пожалуй, наиболее объективным методом в структурной сейсмологии, так как определяет отклонения от стандартной seismicкой модели Земли. Благодаря линейному расположению постоянных и временных сейсмостанций на юге Сибири и в Монголии, мы смогли применить для исследования глубинного строения южной окраины древней Сибирской платформы и ее складчатого окружения двумерный вариант классической томографии [1], который позволяет по относительным невязкам времен пробега P -волн исследовать структуру непосредственно под группой пунктов наблюдения [2]. Использование относительных невязок, то есть их отклонений от среднего значения для каждого землетрясения, исключает ошибки в определении времени возникновения землетрясений и глубин их гипоцентров, а также влияние структуры на пути от очага землетрясения до основания исследуемой области. Значительным преимуществом двумерной томографии на объемных волнах является ее большая глубинность, которая определяется длиной профиля наблюдения. При протяженности линии станций 1000–1500 км глубина области, зондируемой seismicкими лучами, достигает 600–700 км.

Из трех профильных систем наблюдений, использованных нами для томографии, наиболее плотное расположение станций международного эксперимента PASSCAL 1992 года (профиль Братск–Иркутск–Улан-Батор–Ундуршил). В среднем расстояние между станциями на этом профиле составляет 40 км. Наиболее редко расположены станции вдоль Байкальской рифтовой зоны (среднее межстанционное расстояние около 100 км). Графическое тестирование на искусственных скоростных структурах показало, что неоднородности в мантии, зондируемые системами лучей использованных землетрясений, уверенно локализируются, но контуры их делаются менее четкими, а интенсивность аномалий занижается примерно вдвое.

Выбор только сильных событий ($M > 5,5$) с низким уровнем шума на записи, корректная фильтрация, большое увеличение и возможность визуального контроля за характером каждой записи на профиле в специальном графическом окне пакета программ SeismicHandler [3] исключают ошибки при определении невязок времен пробега и позволяют ограничиться меньшим набором данных. Томографические разрезы, представляющие результаты инверсии станционных невязок времен пробега вдоль каждого профиля приведены на рисунке. Аномалии seismicких скоростей для 3-х профилей рассчитаны в процентах по отношению к стандартному скоростному разрезу Земли IASP91 (рисунок). Они объясняют процент невязок, несколько превышающий 50 %, что считается удовлетворительным значением для томографии.

Байкальская рифтовая зона. Согласно результату инверсии (рисунок, а) под центральной частью Байкальской рифтовой зоны в самой верхней мантии находится мощная высокоскоростная область. Судя по превышению скорости P -волн, достигающему 2 % относительно стандартной модели Земли IASP91, Байкальский рифт в основном расположен над еще мощной литосферой края Сибирского кратона. О мощности литосферы этой части платформы можно приблизительно судить по положению нулевой изолинии скоростной аномалии P -волн. Однако толщина, превышающая 100 км, представляется несколько завышенной для края кратона, поскольку, по данным поверхностно-волновой томографии, литосфера быстро выклинивается по направлению к юго-востоку [4]. При всей осторожности, с которой нужно подходить к интерпретации осредненных томографических образов, представляется неслучайным, что более низкие скорости наблюдаются на юго-западном, как показывает томография, более крутом фланге окраины литосферы кратона. Повышенная здесь интенсивность низкоскоростной аномалии может быть вызвана суммой двух эффектов – тепломассопереносом непосредственно из-под Сибирской платформы и северной ветвью Байкало-Хангайского плюма (рисунок, в).



Результат инверсии аномалий времен пробега продольных волн к станциям. а – БРЗ; б – трансекта PASSCAL_1992; в – трансекта MOBAL_2003.

Профиль PASSCAL_1992 (рисунок, б). Распределение скоростных аномалий вдоль профиля тесно связано с поверхностной структурой. Высокоскоростная аномалия, характеризующая область литосферы под Сибирской платформой, сменяется мощной низкоскоростной аномалией. По выходу на поверхность наиболее интенсивная часть этой аномалии совпадает с отрогами Хамар-Дабана (его высокие хребты и Южно-Байкальская впадина проектируются на край высокоскоростной аномалии). Примечательно, что эта деталь томографии присутствует и в других результатах, полученных независимыми методами по независимым данным [5]. Таким образом, сравнение результатов подтверждает надежность выделения низкоскоростных аномалий. Под Байкальской впадиной отрицательная аномалия расположена глубже 100 км, в то время как в районе Хэнтэйского поднятия аномальная область того же знака находится выше 100 км. Прослеживается связь Саяно-Байкальской аномалии с интенсивной низкоскоростной областью в интервале глубин 400–600 км под Сибирской платформой, что свидетельствует в пользу конвективного течения в верхней мантии из-под Сибирской платформы.

Профиль MOBAL_2003 (рисунок, в). Южный край Сибирской платформы проявляется интенсивной высокоскоростной аномалией до глубин 150–180 км. Более слабые высокоскоростные аномалии примерно на тех же глубинах присутствуют под Джидинской покровно-складчатой зоной, а также под Озерной и Гоби-Алтайской зонами на юге. Наиболее интенсивная низкоскоростная аномалия находится под наивысшим поднятием Хангая. Она прослеживается до глубины 200 км, заглубляясь в направлении Джидинской покровно-складчатой зоны. Под Байкальской рифтовой зоной (Тункинский бассейн, пологие хребты Хамар-Дабан) также наблюдается значительное, но менее интенсивное понижение скорости в верхних 200 км. В модели заметна связь между низкоскоростными ветвями, и, наверное, целесообразно назвать всю эту аномалию Байкало-Хангайской. В интервале глубин 450–600 км находится наиболее узкая ее часть, которую, очевидно, можно ассоциировать с достигающей этих глубин стволочной частью плюма. С продвижением вверх объем аномалии увеличивается, а ее конфигурация усложняется, что согласуется с плюмовой концепцией, согласно которой геометрия плюма в верхних горизонтах Земли обусловлена взаимодействием вещества глубинного флюида с субстратом верхней мантии и зависит от ее зрелости. Благодаря интенсивной флюидизации, выше 200 км могут быть созданы условия для зон объемного плавления [6]. Наиболее вероятно, что этот горячий плавучий материал поддерживает кору и создает топографическое поднятие Хангая. К тому же высота поднятий в подобных условиях, по-видимому, дополнительно растет за счет активных процессов гранитизации внутри коры [6].

Работа выполнена при частичной поддержке интеграционных проектов ОНЗ (№ 7.4 и № 7.7).

- [1] Aki K., Christofferson A., Husebye E.S. Determination of three-dimensional seismic structure of the lithosphere // *J. Geophys. Res.* – 1977. – V. 82. – P. 277–296.
- [2] Винник Л.П., Золотов Е.Е., Косарев Г.Л., Ракитов В.А., Солодилов Л.Н., Треусов А.В. Томографический разрез литосферы Урала // *ДАН.* – 1996. – Т. 346, № 5. – С. 668–671.
- [3] Stammer K. *SeismicHandler – programmable multichannel data handler for interactive and automating processing of seismological analyses* // *Comp. Geoscience.* – 1993. – V. 19.
- [4] Priestley K., Debayle E. Seismic evidence for a moderately thick lithosphere beneath the Siberian platform // *Geophys. Res. Lett.* – 2003. – V. 30, № 3. – 1118. – doi:10.1029/2002GL015931.
- [5] Яновская Т.Б., Кожевников В.М. Распределение скоростей волн S в литосфере Азиатского континента по данным поверхностных волн Релея // *Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии.* – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – С. 46–64.
- [6] Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // *Геология и геофизика.* – 2006. – Т. 47, № 12. – С. 1296–1307.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ НОВЫХ АССОЦИАЦИЙ МИКРОФОССИЛИЙ ИЗ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ И СЕВЕРНОЙ ЧАСТЕЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

К.Е. Наговицин*, А.М. Станевич**

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

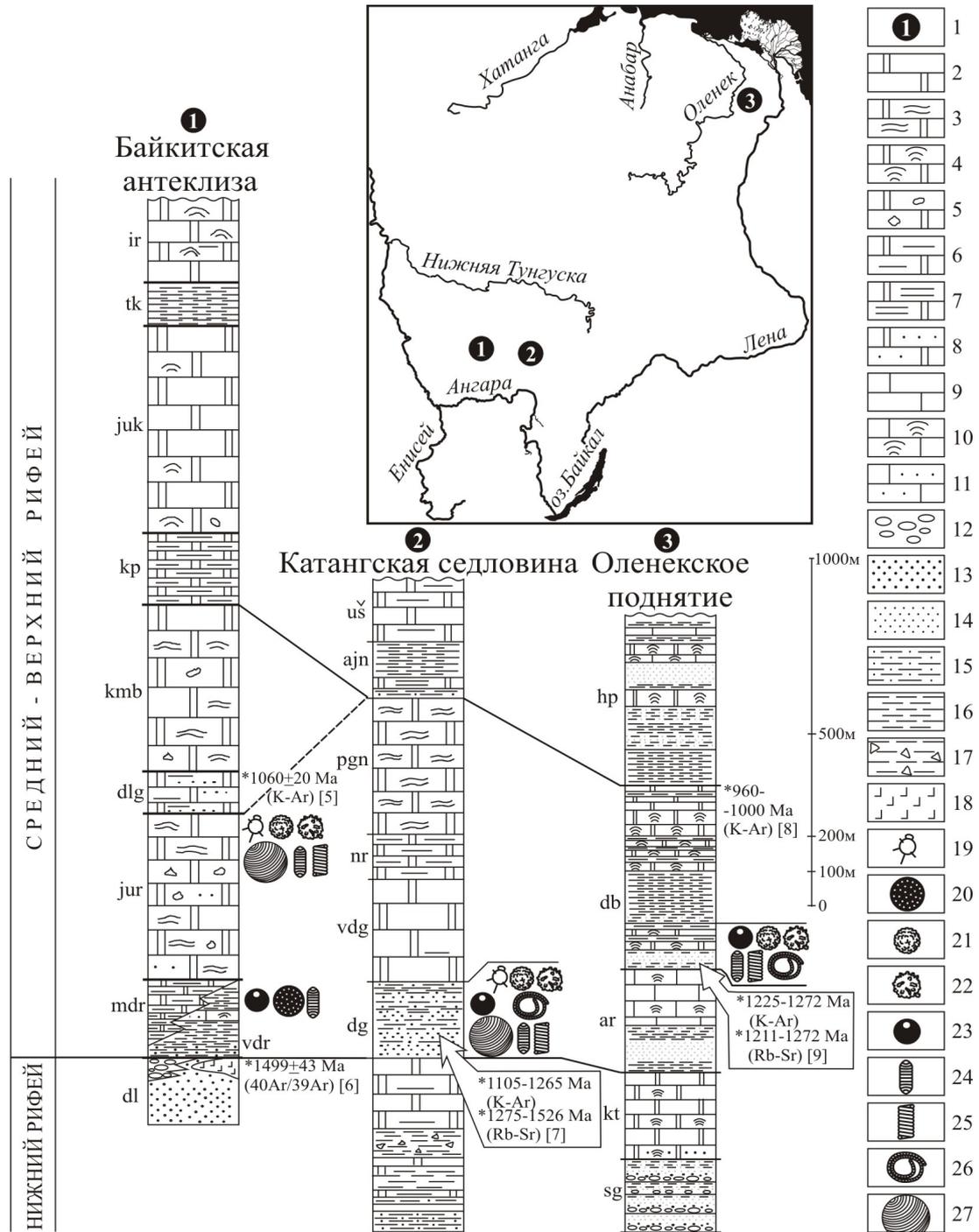
**Иркутск, Институт земной коры СО РАН, stan@crust.irk.ru

В джелиндуконской толще Катангской зоны и юрубченской толще Байкитской зоны, выделяемых в составе камовской серии (рисунок) были обнаружены специфичные микробиоты [1]. Состав ассоциаций отложений двух зон весьма близок, их характерная черта – наличие акритарх *Tappania plana* Yin с двумя типами выростов (широкими и тонкими шиповидными), *Lophosphaeridium* с бугорчатыми выростами и *Valeria* со стриатной скульптурой поверхности. Встречены короткие трихомы с линзовидными терминальными клетками и спиральнозавитые нитчатые микрофоссилии, отнесенные к роду *Obruchevella*. Но имеются и различия, которые вызваны, вероятно, разницей в фациально-экологическом положении биот. Юрубченская биота, сформировавшаяся в крайне мелководных условиях, содержит большее разнообразие оболочек с выростами. Она, кроме *Tappania plana* Yin и *Lophosphaeridium* sp., включает *Pulvinosphaeridium* sp. и *Miroedichia* ? sp. Стриатные акритархи представлены видом *Valeria lophostriata* Jank., с концентрической стриатной скульптурой. Биота джелиндуконской толщи Катангской зоны, сформировавшаяся в более глубоководных обстановках, также имеет таксономические особенности. Стриатные акритархи здесь представлены удлиненными оболочками шириной 25–50 мкм с продольным направлением скульптуры. Присутствуют формы нескольких родов нитчатых водорослей. Спиральнозавитые нити дополняются формами, схожими с представителями рода *Glomovertella*. Наиболее интересны характерные сферические оболочки с выростами различной формы от мелких полусферических до удлиненных булавовидных, отнесенных нами к новому виду рода *Lophosphaeridium*.

Из нижней подсвиты дебенгдинской свиты Оленекской зоны (рисунок), которая представлена алевролитами и аргиллитами с маломощным строматолитовым горизонтом, получена богатая ассоциация микрофоссилий. Она содержит большую часть сложно устроенных нитчатых водорослей и акритарх, найденных первоначально в отложениях низов камовской серии. В первую очередь это новый вид рода *Lophosphaeridium* – толстостенные оболочки с морфологически изменчивыми (от бугорчатой до булавовидной формы) выростами. Данный вид пока не известен в отложениях других, кроме двух рассматриваемых, районов. Крупные, спиральнозавитые формы, относимые к *Obruchevella* и *Glomovertella*, ранее были не известны на столь древнем уровне. Характерно наличие в биотах обоих районов коротких трихомов с аркообразными клетками на концах, известных лишь в составе близкой биоты из позднемезопротерозойской группы Руйян Китая [2].

Из сложно построенных морфотипов в дебенгдинской свите отсутствуют лишь формы родов *Tappania* и *Valeria*. Но в расположенном западнее Оленекского района разрезе Уджинской рифтогенной зоны обнаружены как формы типового вида *Valeria lophostriata* Jank., так и акритархи с удлиненными оболочками, имеющими продольное направление стриатной скульптуры. Содержащие их осадочно-вулканогенные отложения уджинской свиты, по отношению к подстилающим и перекрывающим стратиграфическим маркерам Оленекского и Уджинского районов, могут быть скоррелированы с дебенгдинской свитой [3]. Уджинская свита прорывается силлами диабазов с возрастом 1074 млн лет [4]. Геохронологические данные, в особенности более современные (рисунок), свидетельствуют в пользу позднемезопротерозойского возраста отложений, содержащих рассматриваемые микробиоты.

Таким образом, исключительная сходимость ряда таксонов микрофоссилий джелиндуконской, юрубченской и дебенгдинской биот в совокупности с литолого-формационной близостью содержащих их отложений позволяет с уверенностью сопоставлять их в стратиграфическом



Местоположение и строение сводных разрезов Байкитской (1), Катангской (2) и Оленекской (3) зон. 1 – местоположение зон; 2–7 – доломиты: 2 – микритовые, 3 – пластово-строматолитовые, 4 – столбчато-строматолитовые, 5 – интракластические, 6 – глинистые; 7 – песчаные; 8 – доломитовые мергели; 9–11 – известняки: 9 – микритовые, 10 – строматолитовые, 11 – песчаные; 12 – конгломераты; 13 – гравелиты; 14 – песчаники; 15 – алевролиты; 16 – аргиллиты; 17 – брекчии с аргиллитовым цементом; 18 – долериты; 19–27 – основные таксоны сводной ассоциации: 19 – *Tarpania*, 20 – *Tasmanites*, 21 – *Lophosphaeridium* с низкими полусферическими выростами, 22 – *Lophosphaeridium* с удлинёнными булавовидными выростами, 23 – *Osculisphaera*, 24 – короткие трихомы с арковидными клетками на концах, 25 – *Obruchevelia*, 26 – *Glomovertella*, 27 – *Valeria*. Индексы свит: sg – сыгынахтахская, kt – кютингдинская, ar – арымасская, db – дебенгдинская, hp – хайпахская. Индексы толщ: dl – долгоктинская, mdr – мадринская, jur – юрубченская, dlg – долгоктинская, kmb – кубмбинская, kr – копчерская, yuk – юктенская, tk – токурская, ir – ирэмэкэнская, dg – джелинуконская, vdg – верхнеджелиндуконская, nr – нерюндинская, pgn – пайгинская, ajn – аянская, us – ушиктинская.

отношении и с большой вероятностью указывает на существование единого внутрикратонного бассейна, распространенного во время формирования этих подразделений от Среднеангарского до Оленекско-Анабарского региона. Обнаруженные биоты принадлежат относительно мелководным фациям, которые, по-видимому, доминировали в рассматриваемом бассейне.

- [1] Хоментовский В.В., Наговицин К.Е. Неопротерозой запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 10. – С. 1359–1370.
- [2] Yin L., Xunlai Y., Fanwei M., Jie H. Protists of the Upper Mesoproterozoic Ruyang Group in Shanxi Province, China // Precambrian Research. – 2005. – V. 141. – P. 49–66.
- [3] Станевич А.М., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др. Поздний протерозой Анабаро-Оленекского региона: биоценозы и тектоно-экологическая модель седиментогенеза // Новости палеонтологии и стратиграфии: вып. 10–11: Приложение к журналу «Геология и геофизика». – 2008. – Т. 49. – С. 158–162.
- [4] Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Травин А.В. и др. Удзинский мезопротерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микрофитологии // ДАН. – 2009. – Т. 425, № 5. – С. 642–648.
- [5] Краевский Б.Г., Пустыльников А.М., Кригин В.А. и др. Новые данные по стратиграфии рифейских отложений Байkitской антеклизы // Геология и геофизика. – 1991. – № 6. – С. 103–110.
- [6] Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П. и др. Вариации уровня моря и изотопного состава карбонатного углерода в рифейском бассейне западной окраины Сибирского кратона (Байkitская антеклиза) // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 3. – С. 211–239.
- [7] Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений запада Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые. – 1994. – № 4. – С. 49–76.
- [8] Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1991. – 185 с.
- [9] Горохов И.М., Семихатов М.А., Аракелянц М.М. и др. Rb-Sr, K-Ar, H- и O-изотопная систематика среднерифейских аргиллитов дебенгдинской свиты Оленекского поднятия (Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2006. – Т. 14, № 3. – С. 41–56.

НОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ, СВЯЗЫВАЮЩИЕ ОБЪЕМ МАКСИМАЛЬНЫХ СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ С МАГНИТУДОЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ОБЩИМ ОБЪЕМОМ СМЕЩАЕМОГО СКЛОНОВОГО СУБСТРАТА

Р.К. Непон, А.Р. Агатова

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, agatr@mail.ru

Ввиду непродолжительности инструментальных сейсмологических наблюдений и ограниченности исторических летописей о разрушительных землетрясениях прошлого большую важность для оценки сейсмической опасности многих ранее малонаселенных территорий России приобретает палеосейсмогеологический метод [1 и др.].

В рамках этого метода до настоящего времени основное внимание уделялось анализу сеймотектонических палеодислокаций, в результате которого были установлены эмпирические соотношения, связывающие различные физические параметры разрывных нарушений с магнитудами вызвавших их землетрясений, а сейсмогравитационные дислокации использовались в основном для определения положения эпицентральных зон и возможного датирования сильных землетрясений прошлого. В ряде работ [2–4 и др.] нами была продемонстрирована возможность использования сейсмогравитационных дислокаций для определения магнитуд древних землетрясений (на примере Юго-Восточного Алтая), оценки общего объема склоновых отложений, смещаемых в результате этих землетрясений, и расчета скорости сейсмогравитационной денудации рельефа. Кроме того, нами был оценен вклад в последний показатель афтершокового процесса сильных землетрясений и выведен региональный коэффициент, позволяющий учесть вклад афтершоков в сейсмогравитационную денудацию для сеймотектонических условий Юго-Восточного Алтая.

В основе этих оценок лежала функция статистического распределения сейсмооползней, рассчитанная для полного набора сейсмогравитационных дислокаций, вызванных единичным землетрясением [5]. С использованием этой функции и корреляционной зависимости общего объема оползней V_{LT} от магнитуды вызвавшего их землетрясения M [6] были получены соотношения, которые позволили нам оценить магнитуды сильных голоценовых землетрясений и сейсмогенные изменения рельефа Юго-Восточного Алтая:

$$\log V_{LT} = 1,42M - 11,26(\pm 0,52) \quad [5], \quad (1)$$

$$\log V_{L_{\max}} = 1,36M - 11,58(\pm 0,49) \quad [5],$$

$$\log V_{LT} = 1,04 \cdot \log V_{L_{\max}} + 0,83 \quad [4]. \quad (2)$$

Значение в скобках представляет собой стандартное отклонение величины, значения V_{LT} и $V_{L_{\max}}$ (общий объем оползней и объем максимального оползня соответственно) измеряются в км³.

В данной работе нами было пересчитано соотношение (1) с учетом данных о землетрясении 2004 г. в Ниигате и вызванных им сейсмогравитационных нарушениях рельефа, а также с учетом модифицированных данных о землетрясениях 1976 г. в Гватемале, 1987 г. в Эквадоре и 1989 г. в Калифорнии. Несмотря на различие тектонических, климатических и геологических условий для всех рассмотренных сейсмических событий наблюдается достаточно высокая корреляция магнитуды землетрясения M и общего объема вызванных им оползней V_{LT} :

$$\log V_{LT} = 1,39M - 10,95 \quad (5,3 \leq M \leq 8,6; r^2 = 0,814; n = 17). \quad (3)$$

Это соотношение рассчитано для современных землетрясений с инструментально определенной магнитудой. В то же время в такой горной области, как Юго-Восточный Алтай, единственными свидетельствами высокой сейсмичности до 2003 г. являлись древние сейсморазрывы

и гигантские сейсмогравитационные палеодислокации. Максимальные сейсмообвалы и сейсмооползни дольше сохраняются в рельефе и зачастую характеризуют собой отдельное сейсмическое событие. На основе общемировых данных о 13 сильных современных сейсмических событиях с инструментально определенной магнитудой ($6,4 \leq M \leq 8,1$) и вызванных ими сейсмогравитационных деформациях рельефа нами была рассчитана корреляционная зависимость между магнитудой землетрясения и объемом максимального оползня:

$$M = 0,74 \cdot \log V_{L_{\max}} + 8,29 \quad (6,4 \leq M \leq 8,1; r^2=0,694; n=13). \quad (4)$$

При наличии геологических свидетельств постоянства сейсмического режима конкретной изучаемой территории на продолжительном временном интервале это соотношение дает возможность оценивать магнитуду палеоземлетрясений.

Используя соотношения (3) и (4), мы также рассчитали зависимость V_{LT} от $V_{L_{\max}}$, которая уточняет полученное ранее соотношение (2):

$$\log V_{LT} = 1,03 \cdot \log V_{L_{\max}} + 0,57. \quad (5)$$

V_{LT} и $V_{L_{\max}}$ измеряются в км³, M – моментная магнитуда.

Соотношение (5) удобно использовать для сейсмоактивных территорий, в рельефе которых сохранились гигантские палеосейсмооползни/обвалы. Оно позволяет вычислять объем всего склонового субстрата, смещенного в результате единичного толчка, по параметрам максимального из оползней/обвалов, который, собственно, и сохраняется в течение тысячелетий. Это дает возможность оценивать воздействие сейсмической деятельности на формирование современного горного рельефа и проводить численное сравнение скоростей сейсмогравитационной денудации и других экзогенных процессов.

Рассчитанные нами новые соотношения (3), (4), (5) позволяют более полно использовать сейсмогравитационные деформации при оценке палеосейсмичности и сейсмогенных изменений рельефа горных стран.

- [1] Солоненко В.П. Палеосейсмогеологический метод // Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья / Отв. ред. В.П. Солоненко. – М.: Наука, 1966. – С. 15–35.
- [2] Ненон Р.К., Агатова А.Р. Влияние афтершокового процесса на скорость сейсмогравитационной денудации (на примере Чуйского землетрясения 2003 г.) // ДАН. – 2008. – Т. 423, № 3. – С. 367–369.
- [3] Ненон Р.К., Агатова А.Р. Первый опыт использования оползневых сейсмодформаций для оценки магнитуд палеоземлетрясений на территории Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 2. – С. 188–199.
- [4] Агатова А.Р., Ненон Р.К. Новый подход к оценке палеосейсмичности и сейсмогенных изменений рельефа горных районов с использованием параметров сейсмогравитационных дислокаций (на примере Юго-Восточного Алтая) // Геоморфология. – 2008. – № 4. – С. 55–64.
- [5] Malamud B.D., Turcotte D.L., Guzzetti F., Reichenbach P. Landslides, earthquakes and erosion // Earth and Planetary Science Letters. – 2004. – V. 229. – P. 45–59.
- [6] Keefer D.K. The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions // Geomorphology. – 1994. – V. 10. – P. 265–284.

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СРЕДНЕПОЗДНЕКЕМБРИЙСКИХ И РАННЕСРЕДНЕОРДОВИКСКИХ МОРЕЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

*Ф.В. Никольский**, *С.А. Анисимова***

*Иркутск, ФГУП Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья

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

Актуальность палеогеографических исследований среднепозднекембрийских и раннесреднеордовикских морских бассейнов Восточной Сибири обусловлена необходимостью выработки нового подхода к решению ряда проблем в стратиграфии и палеогеографии региона, возникшей в связи с изменением стратиграфического объема исследуемых осадочных образований Саяно-Байкальской горной области. Основой для изменения взглядов стало обнаружение в разрезах позднего докембрия и раннего–среднего кембрия, включая силур, отложений с фауной и флорой раннего палеозоя. По этим новым палеонтологическим данным были выделены таксоны-индикаторы палеобиогеографических обстановок существования биоценозов. Эти факты дают надежду, что 100-летняя «эволюция» взглядов на возраст байкальской складчатости близка к завершению.

Первая палеогеографическая модель Сибирской платформы для ордовикского периода была создана О.И. Никифоровой при анализе остатков ископаемой фауны. На основе имевшегося палеонтологического материала она выделила в ордовике на Сибирской платформе «засоленную» лагуну, окруженную почти со всех сторон горными сооружениями. Открытой эта лагуна была в районе Таймыра, где она представляла собой узкую глубоководную «горловину» [1].

Впервые М.Н. Чугаева на основе анализа географического распространения аренигских трилобитов наметила три области: 1) Американско-Сибирскую (экваториальную), 2) Балтийскую (субтропическую), 3) Палеотетическую (умеренную). Она установила поясное расположение названных областей и связала это с климатической зональностью, существовавшей на Земле в арениге [2].

Ордовикская климатическая зональность для Северной Азии была разработана Х.С. Розман на основе палеозоогеографического районирования биогермных и бентосных, а также пелагических организмов. Разделив фауну на тепло- и холодноводную, она выделила экваториальный Канадско-Сибирский пояс с фауной, состоящей из кораллов, мшанок и водорослей, распространение которых ограничивалось зонами устойчивого развития карбонатных и эвапоритовых отложений раннепалеозойской эпохи [3].

Аналогичные выводы о расположении линии экватора сделали авторы, изучившие разные участки раннепалеозойской истории Земли и разные группы фауны. Они также выделили собственные биогеографические области и провинции, которые подтверждают вывод о зональном распределении фауны и несовпадении древней климатической зональности с современной [4]. Эти заключения подтвердились после дополнительных полевых работ в Ньюско-Джербинской и Березовской зонах Сибирской платформы (левобережье р. Лены ниже г. Ленска), где в переходном типе разреза нижнего ордовика преобладают известняки, а стеногалийный тип фауны указывает на нормальный солевой режим ордовикского бассейна. Здесь широко расселились трилобиты, разнообразные замковые и беззамковые брахиоподы, гастроподы, цефалоподы и иглокожие [5].

На схеме палеобиогеографического районирования раннего ордовика оконтуриваются территории, заселенные эндемичными таксонами тремадокских трилобитов, по которым устанавливается примерное расположение экватора. В данном случае линия экватора прошла по середине ареала эндемиков под углом 30° к меридиану 108° современной координатной сетки (вдоль северо-западной части р. Олёкмы, затем вдоль восточных берегов Таймыра и Северной Земли).

Необходимо отметить, что как в раннем, так и в среднем–позднем кембрии, а также в раннем ордовике на Сибирской платформе водоросли были основными строителями органогенных сооружений, на основе которых выделяется климатическая зональность. Большое внимание изучению климатической зональности и положению полюсов и экватора в раннем кембрии уделила И.Т. Журавлева. Её исследования были основаны на данных по распространению органогенных водорослево-археациатовых построек раннего кембрия. Сделанные ею выводы обладают высокой достоверностью, поскольку опираются на анализ тех организмов, которые могут создавать свои постройки в узком экологическом и географическом интервалах. Это объясняется тем, что для садки CaCO_3 из морской воды и интенсивного образования известкового скелета среднегодовая температура воды должна быть не ниже $+18^\circ\text{C}$. «Последнее требование», – по словам И.Т. Журавлевой – «неизменно для всех геологических эпох, независимо от последовательной смены состава организмов-рифостроителей во времени» [6].

Произведенное картирование ареалов распространения различных классов фауны и флоры позволило упорядочить наши знания по палеогеографии, получить новые данные относительно внутренней структуры Сибирского седиментационного бассейна, выявить ранее не известные закономерности его строения и развития. В результате возникла новая палеогеографическая модель территории Восточной Сибири для кембрия и ордовика, в основе которой находится ряд фундаментальных положений.

Предложенная циркум-континентальная палеогеографическая модель территории Восточной Сибири не является единственной в своем роде. Подобную раннепалеозойскую палеогеографическую структуру имели Северо-Американский, Австралийский и Антарктический континенты, расположенные, подобно Сибирскому, в тропическом поясе и имевшие циркум-континентальное расположение биофациальных и батиметрических зон, характеризовавшихся углублением дна морей в сторону краев континентов. Для всех этих бассейнов была характерна не только общность фаунистических комплексов, но и близость типов накапливаемых осадков в сходных климатических и батиметрических обстановках от центра [7].

Сравнивая итоги биогеографического районирования территории Северной Азии в кембрии и ордовике с палеогеографическими данными других исследователей для рифея и венда, мы делаем вывод о том, что циркум-континентальная фациальная структура древних бассейнов Северной Азии стабильно существовала на протяжении почти 1 млрд лет. Характер этой структуры определялся устойчивым развитием положительных форм рельефа Сибири, представленных Тунгусским, Алданским, Колымо-Омолонским, Охотским и, вероятно, Тобольским материками (островами), которые с конца позднего рифея затоплялись водами окружавших их морей и превращались в подводные мелководные временно осушаемые банки.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00537), Интеграционного проекта СО РАН ОНЗ-10.3.

- [1] Никифорова О.И. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии ордовика и силура Сибирской платформы // Материалы по геологии Сибирской платформы. – М.: Госгеолтехиздат, 1955. – С. 50–106.
- [2] Чугаева М.Н. Биогеографические особенности распространения трилобитов на территории СССР в ордовике // Палеонтология. Морская геология: Доклады сов. геологов на XXV сессии МГК. – М.: Наука, 1976. – С. 60–72.
- [3] Розман Х.С. Зоогеография и климатическая зональность ордовика // Палеонтология, палеобиогеография и мобилизм. – Магадан: Магаданское книжн. изд-во, 1981. – С. 52–62.
- [4] Никольский Ф.В. Новый подход к палеогеографии раннего ордовика Восточной Сибири // 100 лет государственной геологической службы Восточной Сибири. – Иркутск, 1988. – С. 53–55.
- [5] Огиенко Л.В., Никольский Ф.В., Петрунина З.Е. Новые трилобиты раннего ордовика Верхне-Каларской впадины Северного Забайкалья и северо-запада Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 5. – С. 65–79.
- [6] Журавлева И.Т. Палеобиогеография раннего кембрия // Палеонтология, палеобиогеография и мобилизм. – Магадан: Магаданское книжн. изд-во, 1981. – С. 38–45.
- [7] Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. – Новосибирск, 2005. – 428 с.

ПРОЯВЛЕНИЕ ГРЕНВИЛЬСКОГО ОРОГЕНЕЗА НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

А.Д. Ножкин

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

В последние десятилетия в связи с идеями плитной тектоники и глубинной геодинамики особенно остро дискутируются вопросы о геологической периодичности [1], геодинамической цикличности и геодинамических системах [15], ответственных, в частности, за создание и распад суперконтинентов. Широко обсуждаются вопросы распада суперконтинента Родиния, формирования Палеоазиатского океана и Центрального Азиатского подвижного пояса. Между тем в проблеме формирования и эволюции Родинии, взаимного расположения отдельных раннедокембрийских блоков и континентов и, наконец, самом существовании этого суперконтинента (после Пангеи I) остается много неясного. По существующим представлениям суперконтинент Родиния возник (или восстановился) на рубеже среднего и позднего рифея после завершения орогенеза – деформаций, магматизма и метаморфизма гренвильской эпохи. Пики орогенеза этой эпохи чаще приходится на интервал 1050–950 млн лет. В последних публикациях на основе более многочисленных прецизионных геохронологических исследований показываются более широкие их вариации, объясняемые скольжением временных границ коллизии в разных литосферных блоках. Реконструкции Родинии основаны на прослеживании поясов гренвильской орогении и палеомагнитных данных. Однако эти вопросы, как и в целом среднепротерозойский (ранне- и среднерифейский) этап эволюции земной коры, остаются недостаточно освещенными.

На Енисейском кряже к гренвидам (или образованиям гренвильского этапа) М.И. Волобуевым [3] отнесены ранне- и среднерифейские осадочные и вулканогенно-осадочные толщи сухопитской серии с возрастом примерно от 1450 до 1000 млн лет, обоснованным геологическими данными, а также К-Аг определениями. Гренвильский этап в Енисейском кряже, по мнению М.И. Волобуева, завершился инверсией геосинклинали, сопровождавшейся интенсивным гранитообразованием. В эту эпоху сформированы гранитогнейсовые купола, впервые выделенные и описанные М.Н. Белянкиной, Е.А. Долгиновым [2], и гранитоиды тейского комплекса, возраст которых по результатам U-Th-Pb и K-Ag определений оценивается в пределах 1100–950 млн лет [3]. На этом основании М.И. Волобуев пришел к выводу, что наиболее ранняя эпоха позднедокембрийского развития Енисейской геосинклинальной системы, завершившаяся на рубеже 1000 млн лет, имеет самостоятельное значение и не должна относиться к байкальской эре тектогенеза; ее целесообразно выделять под названием гренвильской эпохи [3]. На основе U-Th-Pb и K-Ag датирования гранитоидов батолитовой формации (Каламинский, Рязановский, Тырадинский и другие массивы) и эпигеосинклинальных орогенных отложений (чингасанская, чапская серии) им сделано заключение о завершении байкальского складкообразования на рубеже около 850 млн лет, а начало посторогенного этапа близко к дате 800 млн лет. К сожалению, в современных публикациях эти представления нередко полностью игнорируются. В этой связи, очевидно, необходимо напомнить, что М.И. Волобуевым с соавторами геологические и геохронологические исследования проводились в течение длительного времени (60–70-е годы) в тесном контакте с геологами Красноярского управления, в период, когда широким фронтом осуществлялось государственное геологическое картирование масштаба 1:200000 и поисковые работы масштаба 1:50000. В эти же годы, кроме группы М.И. Волобуева, на Енисейском кряже геологосъемочные и тематические работы проводили многие другие сотрудники экспедиции МГУ (М.И. Белянкина, Е.Н. Долгинов, В.И. Воробьев, В.П. Белов, Е.Ф. Зацепина, А.И. Ицков и др.) под общим руководством академика В.Е. Хаина. Ими получено много новых сведений по геологии Енисейского кряжа, которые востребованы до настоящего времени. Это в равной степени относится и к образованиям гренвильского этапа.

Автор также в течение многих лет проводит геологические исследования на территории

Енисейского кряжа. В последние годы получены новые изотопно-геохронологические данные, позволившие создать определенное представление о формировании и эволюции земной коры этого региона [6].

1. Енисейский кряж – это докембрийская структура Сибирского кратона, развитая в пределах его западной окраины. Островодужные комплексы к этому континенту аккрецированы только в венде. Кристаллическое основание здесь представлено архейскими и раннепротерозойскими гранулит-амфиболитовыми комплексами, инъецированными коллизионными и внутриплитными гранитоидами с возрастом 1,84 и 1,75 млрд лет (Таракский, Телькунский массивы) [7, 8]. В Заангарье эти комплексы перекрыты раннепротерозойскими субплатформенными метаосадочными толщами, сформированными в предрифейскую эпоху после перерыва и развития кор выветривания.

2. В раннем рифее на западе Сибирского кратона произошло заложение Предъенисейского перикратонного прогиба и последующее формирование осадочных серий общей мощностью от 10 до 13–14 км. На Енисейском кряже в ранне-среднерифейское (кординское) время масштабная деструкция шельфовых зон кратона, сопряженная с интенсивным растяжением коры, обусловила развитие рифтогенных базитовых (в том числе субщелочных) ассоциаций индиглинского и шумихинского (?) комплексов, пикрит-базальтовой ассоциации Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса и накопление мощных толщ тонкозернистых осадков (горбилоско-удерейский уровень сухопитской серии). Одновременно с процессами вулканизма происходило становление базитовых и гранитоидных интрузий. Так, U-Pb возраст циркона из разгнейсованных гранитов р. Колоромо (северо-западное продолжение структур Рыбинско-Панимбинского пояса) 1360–1380 млн лет (SHRIMP-II) [13].

3. В начале позднего рифея терригенные толщи сухопитской и нижележащей тейской серий Енисейского кряжа в связи с гренвильской орогенцией (1,00–0,95 млрд лет) были подвержены деформации, метаморфизму и гранитизации [12]. В эту эпоху произошло формирование синколлизионных гранитогнейсовых куполов и сопряженных ареалов регионально метаморфизованных пород низких давлений от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Связь этих процессов с гренвильской орогенцией подтверждена новыми $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb изотопными данными. Роговая обманка метабазитов внешнего контактового ареала Верхнекутукасского гранитогнейсового купола характеризуется значением возраста 955 ± 10 млн лет, а роговая обманка из метабазита метапикрит-базальтовой ассоциации Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса показывает Ar-Ar возраст 1042 ± 12 млн лет [11]. Гранитогнейсовые купола данной эпохи представлены серыми порфиробластическими микроклиновыми гнейсами и гранитогнейсами и подчиненными гнейсогранитами. Закартировано два пояса максимального развития гранитогнейсовых куполов [2, 12], приуроченных к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской и Приенисейской систем разломов [14]. Протягиваются они на расстояние более 500 км через Заангарье и Южно-Енисейский кряж. Результаты геохронологического изучения (K-Ar, Pb-Pb, U-Th-Pb и U-Pb методы) наиболее изученного Тейского гранитогнейсового купола приведены в работах [10, 12], где обосновывается его длительное трехэтапное развитие, отвечающее рубежам ~1100–950, 866 и 670–700 млн лет. Полученный недавно возраст циркона (SHRIMP-II) из гнейсогранитов этого массива варьируется в разных кристаллах, отличающихся высоким содержанием урана, в пределах 900–1000 млн лет.

4. В позднеколлизионный этап формируются гранитоидные плутоны, сложенные гранодиоритами и низкощелочными гранитами. В эту же эпоху происходит реоморфизм и дальнейший рост гранитогнейсовых куполов, представленных ассоциацией розово-красных порфиробластических микроклиновых гранитогнейсов, гнейсогранитов и лейкогранитов. U-Pb возраст циркона гранитоидных плутонов и гранитогнейсовых куполов примерно один и тот же – 860–880 млн лет, что подтверждают и новые данные по гранитам Гусянковского плутона (871 ± 11 млн лет) и гранодиоритам Среднетырадинского плутона ($857,0 \pm 9,5$ млн лет, U-Pb, SHRIMP-II) [8]. Если гранитоидные плутоны имеют явно магматическое происхождение, то для первого и второго этапов развития гранитогнейсовых куполов ведущим процессом является метасоматическая гранитизация [12].

5. Метаморфизм умеренных давлений фации кианитовых сланцев, локально накладывающийся на метаморфические породы низких давлений, согласно Ar-Ar датированию произошел около 850 млн лет т.н. [4]. Доказано, что этот повторный метаморфизм непосредственно связан

с формированием надвигов [4]. По времени все эти события – деформации, гранитообразование, метаморфизм – могут соответствовать завершающей эпохе гренвильской орогении. Следовательно, протяженный гренвильский ороген, развитый вдоль западной окраины Сибирского кратона, мог эволюционировать в интервале около 1050–850 млн лет. Мощные тектонотермальные события на рубежах 1100–1000 и 850 млн лет зафиксированы и в минералах (биотите, плагиоклазе) раннепротерозойских таракских гранитов на юге кряжа. После этих событий в Аг-Аг системе минералов начинался отсчет нового времени [7].

6. Весьма важным является вопрос о том, какие континенты располагались по соседству с Сибирью во время существования Родинии. Ранее показано [9], что формирование внутриплитных и рифтогенных комплексов в пределах западной окраины Сибирского кратона (Енисейский кряж) происходило на рубежах 780, 750, 720–700 и 670–650 млн лет и согласуется со временем проявления рифтогенных и внутриплитных процессов в других континентальных блоках Родинии – Лаврентии, Австралии, Южном Китае и Индии, которые в конце мезопротерозоя и в неопротерозое могли быть связаны друг с другом, представляя отдельные члены этого суперконтинента. В этой связи вполне приемлемыми могут быть модели, в которых южная часть Сибири соседствует с северной окраиной Лаврентии, а западная – с восточной провинцией Австралии или Южным Китаем [5, 16, 17]. Они согласуются с представлением о возможном присутствии Гренвильского орогенического пояса вдоль как западной окраины Лаврентии, так и восточной окраины Австралии, а также наличии гренвилитов на Китайской платформе. В таком случае северным продолжением этого пояса могли быть гренвилиты западной окраины Сибирского кратона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 08-05-00521) и интеграционного проекта Президиума СО РАН.

- [1] Добрецов Н.Л. Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек // ДАН. – 1997. – Т. 357, № 6. – С. 797–800.
- [2] Белянкина М.Н., Долгинов Е.В. Структуры рифея в северо-западной части Енисейского кряжа // Геотектоника. – 1965. – № 2. – С. 17–31.
- [3] Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Геохронология докембрийских формаций Саяно-Енисейского региона Сибири // Актуальные вопросы современной геохронологии. – М.: Наука, 1976. – С. 96–123.
- [4] Лиханов И.И., Козлов П.С., Полянский О.П., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Травин А.В., Вершинин А.Е. Неопротерозойский возраст коллизионного метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по ^{40}Ar - ^{39}Ar данным) // ДАН. – 2007. – Т. 412, № 6. – С. 799–803.
- [5] Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете главных палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 42–59.
- [6] Ножкин А.Д. Докембрий юго-западной окраины Сибирского кратона // Известия Томского политехнического университета. – 2009. – Т. 314, № 1. – С. 5–16.
- [7] Ножкин А.Д., Бибикина Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологическое исследование (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) субщелочных порфиридных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 9. – С. 879–889.
- [8] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. Палеопротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // ДАН. – 2009. – Т. 428, № 3. – С. 386–391.
- [9] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 7. – С. 666–688.
- [10] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В. Рифейские гранито-гнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb возраст // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 9. – С. 1305–1313.
- [11] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Ларионов А.Н., Травин А.В. Мезо- и неопротерозойские магматические ассоциации Рыбинско-Панимбинского пояса Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 6. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 2. – С. 46–48.
- [12] Ножкин А.Д., Туркина О.М., Петров Ю.М., Маясова З.В. Геология и радиогеохимия Тейского гранито-гнейсового купола (Енисейский кряж) // Уран и торий в магматическом и метаморфическом

- петрогенезисе. 1983. – С. 5–66.
- [13] Попов Н.В., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Ножкин А.Д. Мезопротерозойские плагиогнейсограниты Заангарья и Енисейского кряжа // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. – СПб. Т. II. – С. 98–100.
- [14] Постельников Е.С., Музейбов Н.И. Об особенностях глубинного строения Заангарья // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отдел. геол. – 1992. – Т. 67, вып. 2. – С. 20–32.
- [15] Хаин В.Е., Гончаров М.А. Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их соотношение и эволюция в истории Земли // Геотектоника. – 2006. – № 5. – С. 3–24.
- [16] Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Reserch. – 2008. – V. 160. – P. 179–210.
- [17] Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G. et al. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic – a late of Baltica and Lavrentia // Earth-Sci. Rev. – 1996. – V. 40. – P. 229–258.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ НА ЮГЕ АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА – ИНДИКАТОР РИФТОГЕНЕЗА НА РАННИХ СТАДИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

А.Н. Пересторонин, В.А. Гурьянов, В.С. Приходько, Л.Л. Петухова, А.Ю. Песков

Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, alexperes@yandex.ru

Геологические исследования, проведённые в последние годы на востоке Станового хребта, изменили представления о строении этого района. Тела ультрамафитов, входящие в состав архейских метаморфических серий и комплексов, оказались не единственными представителями раннедокембрийского мафит-ультрамафитового магматизма. Закартированы и изучены тела протерозойских мафит-ультрамафитов, объединённые в кунманьёнский плутонический комплекс перидотит-пироксенит-габброноритовой формационной принадлежности с названием по петротипической местности [2, 4]. Тела имеют пластообразную форму. Мощность их изменяется от первых дециметров до 60 м, протяжённость – от 100 м до 5 км. Преобладает запад–северо-западное простирание тел с преимущественным их падением на север–северо-восток под углами 10–25°, редко до 55°. Простирание большинства тел субпараллельно генеральному простиранию складчатых структур вмещающих архейских пород. Однако доминирующее пологое падение тел резко отличается от крутого падения крыльев складок в архейских породах. В бас. р. Май (Удской) тела комплекса распространены широко, но неравномерно. Обычно они располагаются группами, субпараллельно друг другу, образуя при пологом залегании несколько уровней по вертикали. Области их концентрации имеют в плане удлинённую форму. На левобережье р. Май тела мафит-ультрамафитов выходят на дневную поверхность в виде узкой (2–3 км) и протяжённой (>50 км) полосы, образуя Суксу-Атагский дайковый пояс. Он имеет такую же ориентировку, как и простирание большинства тел мафит-ультрамафитов. Они залегают несогласно со складчатыми структурами вмещающих архейских пород. Эти тела либо непосредственно секут вмещающие их породы, либо приурочены к пологопадающим на север–северо-восток зонам бластомилонитов, секущим складчатые структуры фундамента. В последнем случае тела мафит-ультрамафитов наследуют ориентировку зон бластомилонитов и вместе с ней – секущие соотношения с архейскими породами. Возраст пород кунманьёнского комплекса по изотопно-геохронологическим данным – палеопротерозойский (1960±160 (слюда, клинопироксен, ортопироксен), 1812±66 (слюда, плагиоклаз) млн лет – параметры избранных (расчётных) изохрон, Sm-Nd метод; 1700±12, спектр 1600–1890 млн лет – U-Pb метод, SHRIMP, по цирконам) [2, 4].

В отличие от архейских ультрамафитов, породы кунманьёнского комплекса не подвергались региональному метаморфизму, гранитизации и мигматизации. Они представлены преимущественно плагиовестеритами и вестеритами, реже перидотитами, иногда превращёнными в хлорит-серпентин-тальковые, актинолит-серпентин-тальковые и хлорит-тальк-актинолитовые сланцы, часто с сульфидами. Петрогеохимическая (Mg, Fe) и металлогеническая (Cr, Ni, Co, Cu) специализация пород кунманьёнского комплекса также отличает их от архейских ультрамафитов (Ti, P, V). По минералогическим и петрохимическим признакам мафит-ультрамафиты кунманьёнского комплекса сходны с породами Печенгского рудного района.

Тела протерозойских мафит-ультрамафитов, образующие дайковые пояса в бас. р. Май, расположены в области сочленения Джанинского и Туксанийского блоков кристаллического фундамента, в зоне северо-западного регионального глубинного разлома [2, 4]. Пластообразная форма тел, их сближенность, субпараллельность, сосредоточенность в узких протяжённых зонах и секущие соотношения с вмещающими архейскими породами свидетельствуют о том, что они представляют собой залеченные магмой расколы кристаллического фундамента, контролируемые зонами глубинных разломов. Зависимость простирания тел и дайковых поясов от простирания складчатых структур вмещающих пород связана, вероятно, с тем, что простирание

зон глубинных разломов наследует ориентировку складчатых структур кристаллического фундамента.

Наши исследования и работы предшественников в смежных районах Станового хребта показывают, что тела мафит-ультрамафитов, сходные по составу и положению в структуре северо-восточного обрамления Центрально-Азиатского пояса, распространены к западу и к востоку от района исследований. Они объединены в Джугджуро-Становой пояс интрузий мафит-ультрамафитов, протягивающийся вдоль зоны Станового шва на расстояние около 1000 км [3]. Внедрение мафит-ультрамафитовой магмы в зоне этого шва связано с его рифтогенной активизацией в протерозое, тела мафит-ультрамафитов контролируются зонами продольных глубинных разломов. Большинство таких зон имеет ориентировку, близкую к генеральному простиранию центрального отрезка Станового шва. Его фланги имеют восток–северо-восточное простирание, отличающееся от простирания его центрального отрезка на 50–60°. Соотношение ориентировки некопланарных флангов шва и его центрального отрезка, контролирующего Джугджуро-Становой пояс, свидетельствует о том, что рифтинг на центральном отрезке шва был следствием правостороннего сдвига на его флангах. В этом случае на центральном отрезке шва возникли условия, характерные для сдвиговых дуплексов растяжения. Такая интерпретация объясняет структурные особенности тел мафит-ультрамафитов и подтверждается существованием других зон региональных глубинных разломов запад–северо-западного простирания, например Желтулакской зоны, контролирующей тела мафит-ультрамафитов, сходных с кунманьёнскими. Это согласуется с выводами некоторых исследователей для юрского периода развития Станового шва и подтверждает мнение Л.П. Карсакова о правостороннем сдвигании вдоль него в палеопротерозое, объясняющем северо-западную ориентировку палеопротерозойских даек [1]. Таким образом, в северо-восточном обрамлении Центрально-Азиатского пояса на ранних стадиях его развития выявляется палеопротерозойский этап мафит-ультрамафитового магматизма, связанный с рифтогенезом в интервале 1960–1600 млн лет назад.

Работа выполнена в рамках интеграционной программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Строение и формирование основных геологических структур подвижных поясов и платформ» (проект № 09-1-ОНЗ-10) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00223).

- [1] *Геология зоны БАМ*. Т. 1. Геологическое строение. – Л.: Недра, 1988. – 443 с.
- [2] *Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н. и др.* Никеленосные мафит-ультрамафиты Восточного Становика // *Материалы Дальневосточной региональной конференции*. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. – С. 117–119.
- [3] *Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н. и др.* Джугджуро-Становой пояс интрузий мафит-ультрамафитов // *Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы XLI Тектонического совещания*. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2008. – С. 245–247.
- [4] *Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н. и др.* Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // *ДАН*. – 2009. – Т. 425, № 3. – С. 505–508.

ИЗОТОПНО-УГЛЕРОДНЫЕ АНОМАЛИИ В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КАРБОНАТАХ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ: ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА, ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКАЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

*Б.Г. Покровский**, *В.А. Мележик***, *Н.М. Чумаков**, *М.И. Буякайте**

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

**Тронхейм, Норвегия, Геологическая служба Норвегии, victor.melezhik@ngu.no

Более 50 лет назад было обнаружено фракционирование изотопов углерода между органическим веществом и осадочными карбонатами. Это открытие стало основой для изучения параметров глобального углеродного цикла и его эволюции в геологическом прошлом. Попытки найти начало формирования глобального углеродного цикла в его современном виде не увенчались успехом: древнейшие осадочные карбонаты характеризуются теми же «нормально-морскими» значениями $\delta^{13}\text{C}=0\pm 3\text{‰}$, что и современные. В протерозойских и фанерозойских разрезах, однако, был обнаружен целый ряд изотопно-углеродных аномалий-экскурсов, которые широко используются в стратиграфии, а также при изучении биосферных изменений. Наиболее резкие и продолжительные аномалии установлены в позднем неопротерозое – криогении, а бесспорным мировым «рекордсменом» являются в этом смысле неопротерозойские отложения Байкальской горной области, где общий разброс величин $\delta^{13}\text{C}$ превышает 27 ‰ – от $-13,5\text{‰}$ в никольской свите на Уринском поднятии до $+13,8\text{‰}$ в баракунской свите в Локатыкском блоке на р. Б. Чуя.

Породы с ультравысокими ($>6\text{‰}$) и ультранизкими ($<-6\text{‰}$) значениями $\delta^{13}\text{C}$ прослеживаются вдоль северного и восточного склонов Байкальской горной области на расстоянии более 500 км – от р. Чай на западе до Чара-Токинского междуречья на востоке, не обнаруживая связи между изотопным составом и локальными условиями седиментации. Практически без уменьшения амплитуды они прослеживаются также на юг – в приустьевую часть р. Мамы, где метаморфизованы в амфиболитовой фации.

В наиболее полных разрезах кривые изменения изотопного состава углерода характеризуются двумя «уступами», на которых происходит резкое падение величин $\delta^{13}\text{C}$ – от аномально высоких к аномально низким. Изотопный состав стронция позволяет сопоставить нижний отрицательный экскурс (большепатомская, джемкуканская, ничатская свиты) с нижневендским (665–630 млн лет) гляциогенным горизонтом [1], что подтверждается находкой типичных ранне-вендских акритарх в уринской свите и уран-свинцовым возрастом 600 ± 10 млн лет, полученным по детритовому циркону из хомолхинской свиты в Бодайбинском прогибе [2]. Верхний отрицательный экскурс охватывает в полном объеме жуинскую серию, мощность которой достигает в зонах карбонатного шельфа 800–1000 м (никольская и ченчинская свиты на реках Жуе и Лене) и 250–350 м на карбонатной платформе (торгинская свита на р. Чаре). Наиболее вероятными аналогами жуинской серии являются формации Вонока в Австралии и Шурам в Омане, возраст которых оценивается в 580 ± 10 млн лет [3] или, по другим данным, в 560–550 млн лет [4].

Устойчивыми аномально высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (5 ... 8 ‰) характеризуются подстилающая гляциогоризонт мариинская свита, а также разделяющая отрицательные экскурсы дальнетайгинская серия (баракунская и валюхтинская свиты). Карбонаты с ультравысокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ установлены также ранее в байкальской серии Западного Прибайкалья [5] и в последнее время нами в итыкитской свите Олокинского грабена. Корреляция этих толщ с отложениями Патомского прогиба и Березовской впадины требует дальнейшего изучения.

Природа изотопно-углеродных аномалий остается остро дискуссионной. Среди прочих в последнее время высказывалось мнение [3], что положительные аномалии $\delta^{13}\text{C}$ маркируют аноксические события, а отрицательные – оксигенезацию Мирового океана. Перспективными представляются также гипотезы, связывающие вариации изотопного состава углерода с гло-

бальными климатическими изменениями [1]. Можно предположить, что накопление карбонатов с ультравысокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ происходило в относительно холодные эпохи, когда в осадках интенсивно накапливалось органическое вещество и метан-гидраты и бассейны седиментации работали, соответственно, в режиме консервации обедненного ^{13}C восстановленного углерода. Потепление и дегляция должны были приводить к таянию метан-гидратов и возвращению обедненного ^{13}C углерода в экзосферный круговорот.

На уровне развития ранневендских гляциогенных диамиктитов (оледенения Марино), который маркируется умеренным по амплитуде и мощности отрицательным экскурсом $\delta^{13}\text{C} = -4 \pm 2$ ‰, загрязнение водной толщи окисленным изотопно-легким углеродом органического происхождения было относительно слабым; на уровне события Жуя-Шурам-Вонока, во время которого величины $\delta^{13}\text{C}$ удерживались ниже -8 ‰ не менее 5 млн лет, оно было беспрецедентным по своим масштабам. Несложные расчеты показывают, что для смещения изотопного состава неорганического углерода, растворенного в Мировом океане на 10 ‰ в течение 5 млн лет, необходим вброс $\sim 10^{20}$ г CH_4 , что на порядок больше современных мировых запасов метан-гидратов.

В современных хемо-стратиграфических схемах окончание глобального ранне-вендского оледенения Марино (эпохи Snowball-Earth) сопоставляется с относительно слабым экскурсом $\delta^{13}\text{C}$, амплитуда которого не превышает 5–6 ‰, тогда как мощнейшая изотопная аномалия Жуя-Шурам-Вонока (~580 млн лет) либо коррелируется с относительно слабым региональным оледенением Гаскье [3], либо не коррелируется вообще ни с каким биосферным событием [4]. Такая ситуация представляется ненормальной. Естественно предположить, что амплитуда и длительность изотопно-углеродных событий пропорциональны масштабам изменений геологической среды. В этом случае важнейшим событием неопротерозоя, а возможно и всего позднего докембрия, следует признать событие «Жуя-Шурам-Вонока», вероятно, маркирующее переломный этап предкембрийской дегляциации Земли.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 07-05-00455.

- [1] Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднекембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь // Литология и полезные ископаемые. – 2006. – Сообщение 1: № 5. – С. 505–530. Сообщение 2: № 6. – С. 642–654.
- [2] Meffre S., Large R.R., Scott R. et al. Age and pyrite Pb-isotope composition of the giant Sukhoy Log sediment-hosted gold deposit, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2008 – V. 72 – P. 2377–2391.
- [3] Fike D.A., Grotzinger J.P., Pratt L.M., Summons R.E. Oxidation of the Ediacaran ocean // Nature. – 2006 – V. 444. – P. 744–747.
- [4] Zhu M., Strauss H., Shields G.A. From Snowball Earth to the Cambrian bioradiation: calibration of Ediacaran-Cambrian earth history in South China // Paleogeogr. Paleoclim. Paleocol. – 2007. – V. 254. – P. 1–6.
- [5] Хабаров Е.М., Пономарчук В.А. Изотопы углерода в верхнерифейских отложениях байкальской серии Западного Прибайкалья: стратиграфические следствия // Геология и геофизика. – 2005. – № 10. – С. 1019–1037.

ОСОБЕННОСТИ ТРЕЩИНОВАТОСТИ НЕКОТОРЫХ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ ХЭНТЭЙСКОГО БАТОЛИТА

*Е.С. Пржиялговский**, *Е.В. Лаврушина**, *А.В. Никитин***, *Т.Ф. Щербакова**

*Москва, Геологический институт РАН, prz4@yandex.ru

**Воронеж, Воронежский государственный университет, nikav_1960@mail.ru

Хэнтэйский батолит объединяет многочисленные массивы поздне триасовых и юрских гранитоидов, обнажающихся в горстовых поднятиях герцинского и киммерийского фундамента в Центральной Монголии. На многих участках по грави- и магнитометрическим данным батолит прослеживается в виде единого, предположительно пластообразного тела с глубиной кровли 0–5 км. Обнажающиеся выходы гранитоидов часто имеют куполовидное строение и слагают современные поднятия, возвышающиеся над уровнем кровли мезо-кайнозойского осадочного чехла, что свидетельствует об их активном воздымании в кайнозой. Подобный постинтрузивный подъем гранитных массивов относительно вмещающих комплексов и более молодого осадочного чехла отмечался многими исследователями в Восточном Казахстане, Забайкалье, Приамурье и в других регионах [1–3], однако причины подобных тектонических движений остаются дискуссионными. Эти движения, отражающие сложный избирательный характер постумных деформаций фундамента, находят отражение в системах трещинно-разрывных структур гранитоидов и в специфических структурах на их контактах с породами осадочного чехла.

Нами изучались системы трещиноватости относительно небольших гранитоидных массивов Их-Хайрханского района в южной части Хэнтэйского батолита и крупного Баянуланского (Керуленского) массива на востоке региона. Для всех рассмотренных массивов обнаруживаются признаки тектонического воздымания на плитной стадии и наблюдаются специфические системы субпараллельной трещиноватости, предопределяющие характер отдельности пород. Подобная отдельность отмечалась для гранитоидных массивов, поднимавшихся к поверхности в процессе постумной активизации консолидированного фундамента в виде протрузий [3–5], что, по-видимому, является ключом для понимания генезиса постумных тектонических структур.

В Их-Хайрханском районе исследовались массивы позднеюрских гранитоидов, интрузивно прорывающих складчатую толщу триасовых метавулканитов основного–среднего состава и совместно с ними слагающих выступ киммерийского фундамента в пределах Южно-Хэнтэйского краевого поднятия [6, 7]. Общий структурный план выступов киммерийского фундамента определяется главенствующими северо-восточными структурными направлениями Хэнтэйского синклиория и широтными и северо-западными структурами Южно-Хангайской ветви дислокаций, ограничивающей синклиорий с юга. Сочетание разломов этих двух направлений определяет геометрию границ выступов фундамента и межгорных впадин района, хорошо видную на космических снимках. Купольные, лакколитообразные и другие, иногда бескорневые, мелкие тела гранитоидов в их современном положении заметно дискордантны главным разломам. Наиболее крупный из них – Их-Хайрханский купол, слегка вытянутый с севера на юг, имеет размеры 12–15 км в поперечнике и образует горный кряж с высотными отметками до 1900 м и превышениями относительно окружающих равнин около 300–400 м. Массив отличается разнообразием состава слагающих его гранитных пород. Они представлены преимущественно биотитовыми гранитами, а также гранодиоритами, плагиогранитами и кварцевыми сиенитами. Купол разбит взаимопересекающимися субвертикальными и пологими трещинами, что определяет возникновение пластинчатой отдельности. Она выражена в виде параллельных плит, имеющих либо субвертикальное, либо пологое наклонное залегание. Структурный анализ трещиноватости, проведенный по результатам замеров в разных частях массива, показал, что пологие и крутые трещины образуют независимые структурные системы. Они не имеют тенденции к слиянию или к сохранению определенных углов между максимумами на стереодиаграммах.

Крутопадающая отдельность в виде протяженных стен, гребней или параллельных плит контролируется системой субвертикальной трещиноватости и хорошо дешифрируется на космических и аэроснимках разного масштаба. Она имеет в целом меридиональную и северо-восточную ориентировку и несколько различается внутри тектонически обособленных линзовидных блоков, на которые массив разбит разломами.

По границам блоков отмечаются разнонаправленные смещения даек и зеркала скольжения. Наиболее амплитудные тектонические смещения, очевидно, происходили по крутопадающим разломам, ограничивающим купол. Величину этих смещений вдоль крутых контактов массива можно косвенно оценить по превышениям краевых уступов кряжа относительно подошвы мезозойского осадочного чехла в прилегающих впадинах, которые составляют двести-триста метров.

Аналогичные системы крутых и пологих (посклоновых) трещин являются главенствующими для всех исследованных массивов гранитоидов Хэнтэйского батолита. Проявленные совместно или автономно, они определяют разнообразие отдельности и форм рельефа. Небольшие массивы (Бага-Хайрхан, Майхэн-Худук) или выступы гранитов в бортовых частях крупных массивов часто образуют гряды и пики, для более крупных массивов (Их-Хайрхан, Керуленский) пологая трещиноватость более выдержанна по ориентировке и повторяет куполовидную форму кровли гранитов.

При изучении пород в шлифах были отмечены некоторые особенности проявления микро-трещиноватости, общие для всех исследованных массивов. За исключением незначительного числа открытых трещин (экзогенных или технологических), большинство из них имеет гидротермальное прожилковое заполнение или сопровождается высокотемпературной деформацией минералов. В целом можно отметить высокую плотность микротрещин, особенно в средне- и крупнокристаллических разностях гранитов и плагиогранитов, которая часто проявляется в виде «объемной» дезинтеграции породы с размерностью дробления на уровне минеральных зерен и мельче.

По морфологии выделяется несколько типов микротрещин: субпараллельные, обычно слабоизогнутые; трещины, пересекающиеся ортогонально; трещины, расположенные радиально в ортогональной системе; замкнутые трещины – круговые или близкие к форме круга. Чаще всего они наблюдаются в кварцевых зернах, пересекая как отдельные из них, так и несколько зерен. Кварц при этом обычно имеет спокойное или слабооблачное погасание. Замкнутые трещины, очевидно, не могли формироваться в результате стрессовых тектонических напряжений и, вероятно, относятся к разряду декомпрессионных.

Хрупким деформациям, вероятно, предшествовали пластические, которые выражаются в текстурном и структурном изменении породы. Минералы удлинены, происходит искривление двойников плагиоклаза, изгиб пластинок биотита. Подобные преобразования, вероятно, связаны с внутрикристаллической пластической деформацией.

Особенности проявления трещиноватости гранитоидов на микро- и макроуровнях указывают на ее синтетический характер: системы трещин формировались в разных динамических обстановках и, по-видимому, на разных глубинах. Плогие трещины, предопределяющие «посклоновую» плитчатую отдельность, очевидно, формировались в приповерхностных условиях как трещины отрыва, в условиях уменьшения нагрузки вышележащих пород и в соответствии с рельефом свободной поверхности. Возникновение этих трещин было обусловлено тектоническим выдвиганием гранитоидных массивов к поверхности на плитной стадии, которое для Их-Хайрханского массива (судя по тектонике контактов с мезозойско-кайнозойским чехлом и составу продуктов размыва) произошло лишь в неоген-четвертичное время.

Выдвижение к поверхности в виде купольных или линзовидных тел значительных объемов пород гранитоидного ряда, опережающее по амплитудам блоковые подвижки вмещающих комплексов, во многом носило протрузивный характер. Система субвертикальных параллельных трещин, по всей вероятности, и является структурным отражением подобных вертикальных перемещений. Заложившаяся на глубине (возможно, в результате декомпрессии при движении блоков или наследования более ранних контракционных структур) крутопадающая параллельная трещиноватость обусловила особую вертикальную подвижность гранитоидов. Разнонаправленность подвижек, редкость зеркал скольжения, отсутствие хорошо выраженных систем опережающих и сопряженных сколовых трещин свидетельствуют о том, что поздние тек-

тонические движения происходили в условиях преобладающего растяжения, а сами крутые трещины по своей кинематике являются современными трещинами отрыва. Этот факт может косвенно свидетельствовать в пользу предположения о кайнозойском возрасте трещин этой генерации, ориентированных в соответствии с современным полем тектонических напряжений – поперек главенствующих субширотных взбросовых структур. Поэтому более вероятной причиной возникновения крутопадающих параллельных трещин можно считать декомпрессию в результате начальных блоковых вертикальных подвижек в поле современных (неотектонических) напряжений верхней коры. В этих условиях важное значение могли иметь специфические свойства дезинтеграции пород гранитного ряда – их изотропность на макроуровне и анизотропность на уровне минеральных зерен, определяющая изначальную гранулированность породы, морфологию микротрещин и, в конечном итоге, деформационные свойства массивов гранитоидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 10 ОНЗ РАН (проект «Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов на стадиях формирования чехла и внутриплитной активизации»).

- [1] *Беляев А.Е., Беляева Е.В.* Трещинная тектоника гранитного массива Куу (Центральный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1988. – № 5. – С. 30–37.
- [2] *Лишневский Э.Н., Шевченко В.К., Бронгулеев В.В.* Геологические признаки и проблема постмагматического поднятия гранитов // Геотектоника. – 1976. – № 5. – С. 93–100.
- [3] *Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. – 2008. – № 2. – С. 3–31.
- [4] *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. – М.: Наука, 2008. – 454 с.
- [5] *Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г., Никитин А.В., Бадамгарав Ж., Симанович И.М., Щербакова Т.Ф., Пржиялговский Е.С.* Псевдоосадочные обломочные породы массива Дзурамтай (Южная Монголия) // Литология и полезные ископаемые. – 2009. – № 3. – С. 1–16.
- [6] *Геология Монгольской Народной Республики.* Т. 3. Полезные ископаемые. – М.: Недра, 1977. – 642 с.
- [7] *Редкометалльные гранитоиды Монголии.* – М.: Наука, 1971. – 231 с.

ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВЕРХОЯНСКОЙ ПАССИВНОЙ ОКРАИНЫ КАК ИНДИКАТОР ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ ПОДВИЖНОМ ПОЯСЕ (ПО ДАННЫМ ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ)

*А.В. Прокопьев**, *Х. Торо***, *Э.Л. Миллер****, *Дж.Э. Герелс*****

*Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, prokopiev@diamond.ysn.ru

**Моргантаун, США, Университет Западной Вирджинии, jtoro@wvu.edu

***Стэнфорд, США, Стэнфордский университет, miller@pangea.stanford.edu

****Тусон, США, Университет Аризоны

Верхоянская пассивная континентальная окраина Северо-Азиатского (Сибирского) кратона, являющаяся одной из крупнейших в мире, со стороны Сибирской платформы представлена отложениями юры, триаса, перми и карбона, а на востоке, в дистальной части бассейна, – триасовыми и юрскими толщами. Это обломочные прибрежно-морские, дельтовые и шельфовые породы верхоянского терригенного и вулканогенно-терригенного комплекса суммарной мощностью до 15 км. На платформе они сменяются прибрежно-морскими и аллювиальными накоплениями, а к востоку переходят в турбидиты и глубоководные отложения Кулар-Нерского сланцевого пояса и Иньяли-Дебинского синклинория. Обломочный материал в бассейн седиментации поставлялся крупными реками, одной из которых была Палеолена [1, 2, 4].

С целью установления источников сноса обломочного материала (питающих провинций) центральной и восточной частей Верхоянского палеобассейна, центральных частей Кулар-Нерского сланцевого пояса и Иньяли-Дебинского синклинория определен U-Pb возраст 1107 зерен детритовых цирконов (LA-MC-ICPMS, Университет штата Аризона, <http://www.geo.arizona.edu/alc/>) преимущественно магматического происхождения (U/Th<3) из одиннадцати образцов песчаников среднего карбона, нижней перми, среднего–верхнего триаса и средней–верхней юры. Из всех образцов были получены очень близкие значения возраста обломочных цирконов. Сравнительный анализ полученных возрастных пиков и известных датировок магматических пород Сибирской платформы и ее обрамления, Верхояно-Колымской складчатой области, Охотского террейна позволил установить следующие источники их поступления [4]:

- 1) возрастные пики около 315 и 288–291 Ма – Ангаро-Витимский гранитоидный батолит (Забайкалье);
- 2) возрастные пики около 482–494 Ма – магматические породы Алтае-Саянской области (каледониды Центрально-Азиатского складчатого пояса);
- 3) возрастные пики около 1832–1888 Ма – гранитоиды Северного Забайкалья и восточной части Алтае-Саянской области (хр. Восточный Саян);
- 4) 2300–2900 Ма – породы поднятий кристаллического фундамента Сибирской платформы и, возможно, Алданского щита.

Кроме того, в образцах пород карбона–триаса отмечены цирконы с возрастом около 800 Ма. Только в среднекаменноугольном песчанике определены ранне- и среднедевонские цирконы (~398 Ма), а в средне- и позднеюрских песчаниках – триас-раннеюрские (~174–237 Ма).

Полученные данные свидетельствуют, что на протяжении позднего палеозоя – раннего мезозоя вышеперечисленные области являлись активно размывавшимися устойчивыми источниками сноса обломочного материала в Верхоянский палеобассейн, а транспортировка кластики производилась крупными речными потоками. В среднекаменноугольное время начала формироваться речная система Палеолены и происходил размыв пород в основном Северного Забайкалья и района Восточного Саяна (основной пик в 1888 Ма), гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (315 Ма), девонских образований Вилюйского палеорифта (398 Ма), при незначительной роли позднедевонских гранитоидов центральной и южной частей Забайкалья (около 800 Ма), и раннедевонских пород Сунтарского, Якутского и Джарджанского поднятий фундамента Сибирской платформы и, возможно, Алданского щита.

В перми значительно возрастает роль поставки кластики из Алтае-Саянской области (основной пик в 494 Ма), что может свидетельствовать об увеличении речной системы Палеолены в западном и юго-западном направлении (в современных координатах). Продолжается размыв Ангаро-Витимского батолита (288 Ма), Северного Забайкалья и района Восточного Саяна (1863 Ма).

В среднем–позднем триасе основные источники сноса те же, что и в перми, при продолжающемся уменьшении количества поставляемой кластики из Восточного Саяна (1832 Ма) и незначительном увеличении со стороны Сунтарского и Якутского поднятий и Алданского щита (?) (2300–2800 Ма).

В средней–поздней юре происходил в основном размыв гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (291 Ма) и значительно сократился привнос кластики из района Центрально-Азиатского складчатого пояса (485 Ма) и Восточного Саяна (1871 Ма). Почти полностью прекратилась поставка обломочного материала из фундамента Сибирской платформы. Источником зерен цирконов триас-раннеюрского возраста (временные пики в 229 и 176 Ма) могли быть образования Селенгинского вулканоплутонического пояса (пермь–юра), распространенные в Забайкалье.

Крайне незначительное количество цирконов с возрастом около 250 Ма в средне-верхнетриасовых и юрских песчаниках свидетельствует либо об отсутствии кремнекислого вулканизма, связанного с Сибирскими траппами, либо об иных, возможно северных, направлениях переноса продуктов их разрушения в триасовое и юрское время [3]. Практически полное отсутствие цирконов с возрастом в 620–750 Ма указывает на то, что образования Енисейского кряжа в позднем палеозое – раннем мезозое либо не были выведены на поверхность, либо не охватывались бассейном Палеолены.

В результате проведенных исследований установлено следующее.

1. На протяжении всего позднего палеозоя – поздней юры в центральной части кратона существовала крупная, протяженная речная система Палеолены. Она возникла после среднепалеозойского рифтогенеза и трассировалась вдоль Вилуйского палеорифта. По этой речной системе происходила транспортировка кластики в Верхоянский палеобассейн. Основные поставщики обломочного материала – образования Центрально-Азиатского складчатого пояса, Ангаро-Витимский батолит и докембрийские гранитоиды Восточного Саяна и Северного Прибайкалья.

2. Терригенные осадки Верхоянского палеобассейна представляют собой своеобразный индикатор проявлений кислого магматизма (основного поставщика обломочных цирконов) на юго-восточном обрамлении Сибирской платформы и в Центрально-Азиатском подвижном поясе.

3. Наблюдаемый перерыв в активности проявления кислого магматизма в период от ~780–850 до 1800–1900 Ма в Забайкалье, Прибайкалье и Алтае-Саянской области уверенно фиксируется в возрасте детритовых цирконов Верхоянского палеобассейна.

Исследование выполнено при поддержке грантов: ОНЗ-10.2 и ОНЗ-10.3; РФФИ 07-05-00743 и 09-05-98536; Блаштейна Стэнфордского университета, США.

[1] Косовская А.Г., Шутов В.Д., Муравьев В.И. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилуйской впадины. Вып. 34. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 276 с.

[2] Япаскурт О.В. Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. – М.: Недра, 1992. – 224 с.

[3] Miller E.L., Toro J., Gehrels G., Amato J.M., Prokopyev A.V., Tuchkova M.I., Akinin V.V., Dumitru T.A., Moore T.E., Cecile M.P. New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics*. – 2006. – V. 25. – TC3013. – doi: 10.1029/2005TC001830.

[4] Prokopyev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E. et al. The Paleo-Lena River – 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // *Geology*. – 2008. – V. 36, № 9. – P. 699–702.

КОЛЛИЗИЯ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И ПАССИВНОЙ ОКРАИНЫ КОНТИНЕНТА: ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ НА УРАЛЕ

В.Н. Пучков

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

Необходимым условием коллизии островной дуги и противоположащей пассивной окраины континента (коллизия дуга-континент КД-К) является падение зоны субдукции от континента. Сохранение такой конфигурации рано или поздно приводит к исчезновению океанической коры, разделяющей континент и дугу, и к затягиванию утоненного края континента в зону субдукции – до момента, пока плавучесть континентальной литосферы не превысит движущую силу субдукции и зона субдукции не заклинится. При этом плавучесть кратона ощутимо выше плавучести молодого континента вследствие относительно большей деплетированности мантии древней литосферы. Поэтому наиболее яркие примеры КД-К связаны с кратонами или их фрагментами, отчасти подвергшимися более поздней складчатости. Таковы коллизии: дуга Лусон – Северокитайская платформа (Тайвань), Зондская дуга – Австралия, север Антильской дуги – Флорида, Тирренская дуга – Апулийский блок (Апеннины), Ньюфаундлендская ордовикская дуга – Североамериканский континент, Австралийский кратон – ордовикская дуга Макуори и многие другие. На Урале в позднем девоне – раннем карбоне отчетливо проявилась коллизия Магнитогорской островной дуги и кратона Балтики, бывшего в это время составной частью континента Лавруссия [1, 2].

Теоретический подход к проблеме КД-К включает два аспекта: исторический (временной) и геометрический (структурный), которые тесно переплетаются.

Один из первых вопросов, которые приходится решать: как отличить субдукцию от коллизии; как определить, где один процесс сменяется другим. В современных, активных подвижных поясах этот момент можно определить прямыми методами: анализ геоморфологии, сейсмопрофилирование, сейсмотомография, изучение распределения фокусов землетрясений [3, 4] дают возможность сказать, где дуга смыкается с континентом, возникает аккреционная призма, исчезает сейсмофокальная зона, а слэб испытывает отрыв. В древних складчатых областях эти критерии неприменимы. Здесь работают два других критерия: время смены источника сноса при образовании терригенных пород и время эксгумации HP-LT метаморфитов [1, 2].

В начале коллизии аккреционный комплекс, возникающий на фронте дуги, прижимается к континентальному склону, жесткая вулканическая часть дуги (висячий бок зоны разломов) действует как бульдозер, срывая батиальные осадки и резко увеличивая аккреционный комплекс [2]. Тектоническое наслаивание приводит к росту кордильеры, которая становится источником терригенного материала, который начинает поступать как на континент, так и в преддуговой бассейн. На Ньюфаундленде это событие, связываемое с коллизией, датируется ранним ордовиком, на Южном Урале – фаменом.

Коллизия сопровождается эксгумацией эклогит-глаукофансланцевых комплексов на фронте дуги. Далеко не всегда эти комплексы демонстрируют хорошую обнаженность и сохранность: например, на Тайване они присутствуют лишь в виде глыб в осадочном меланже Личи [5]. Напротив, на Урале [2] они образуют прерывистый пояс длиной около 2000 км, вероятно наиболее протяженный из известных поясов. Здесь данные о времени первообразования грауваккового флиша на континенте совпадают с большей частью изотопных датировок эклогит-глаукофановых комплексов: на Южном Урале это фран-фамен, на Полярном – ранний карбон. При этом, однако, надо отметить, что спектр датировок метаморфических пород в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) включает в себя и более древние даты (вплоть до докембрия), и более молодые. Дело в том, что даже Ag-Ag датировки, считающиеся временем эксгумации и отвечающие окончательному закрытию системы в фенгитах глаукофановых сланцев, датируют охлаждение при переходе через изотерму 350 °С, что соответствует глубине порядка 10 км.

Дополнительные сведения о появлении высокобарических метаморфитов на поверхности

дает минералогическое изучение флиша [6, 7].

Завершение КД-К, сопровождающееся заклиниванием зоны субдукции, выражается в отрыве слэба и резком изменении характера вулканизма над зоной отрыва, который начинает напоминать рифтовый [2].

КД-К сопровождается формированием серии надвиговых пластин с вергентностью в сторону континента. Хронология их образования подчиняется строгому порядку вследствие того, что само надвигание происходит в соответствии с теорией деформационного клина, так что в пакете пластин более высокая всегда более древняя по времени формирования (в противоположность закону Стенона).

Обдукция офиолитов не является самостоятельным процессом, а является следствием и проявлением коллизии. На примере Омана или Южного Урала можно показать, что офиолитовая пластина образуется на ранних стадиях надвигания: за ней (под ней) образуется пластина пелагических осадков, и только затем – надвиги, захватывающие шельф. В процессе надвигания офиолитов возможно образование высокотемпературного подошвенного метаморфизма (Оман, Северные Аппалачи и Ньюфаундленд). Вопрос о времени и месте образования такого метаморфизма на Урале пока до конца не решен.

Геометрия КД-К на земной сфере («в плане») до некоторой степени может быть аппроксимирована теоремой Эйлера. Его теорема фиксированной точки утверждает, что любое движение жесткого тела на поверхности сферы может быть представлено как его вращение вокруг соответствующего полюса. Теорема широко используется для описания движения жестких литосферных плит. Однако островная дуга (и связанный с ней литосферный слэб) далеко не всегда ведет себя как жесткое тело. Она относительно легко деформируется и в определенных случаях ороклинально сгибается в плане (например, дуга Эмбон при столкновении с Австралией), и в этих случаях положения эйлеровых полюсов вращения для близких участков дуги не совпадают, непрерывно смещаясь один относительно другого.

Особый случай представляет собой деформация Карпатской дуги, задуговый бассейн которой не был до конца сформирован вследствие коллизии; при этом палеомагнитные исследования прекрасно иллюстрируют её деформацию в плане [8].

Обращает на себя внимание также проблема образования Казахстанского континента. По мнению Дж. Шенгёра и др. [9], Казахстанская складчатая область, как часть Алтаид, образовалась из Кипчакской островной дуги. Определённые коррективы в эту идею вносят палеомагнитные данные [10], по которым девонская островная дуга (или ленточный континент с падающей под него зоной субдукции) испытал затем в карбоне колоссальную ороклинальную деформацию, приобретя в плане форму подковы. Направление изгиба при этом должно было быть противоположным тому, что было указано в [9].

Редко бывает, чтобы дуга сталкивалась с континентом по всей её длине. Причина в том, что очертание дуги обычно не бывает комплементарным очертанию континентальной окраины, с её заливами и выступами. Чаще дуга и окраина не параллельны даже в первом приближении. Вследствие этого коллизия обычно бывает косой. Дуга первоначально касается континента только одним своим крылом, а второе остаётся свободным. При этом возникает треугольное океаническое зияние, которое в дальнейшем может закрыться. Это произошло с Магнитогорской островной дугой, которая на Южном Урале столкнулась с континентом в позднем девоне, а на Северном – в раннем карбоне [2]. Таковы Тайвань (дуга Лузон), Большие Антиллы, Зондская островная дуга (дуга Эмбон, её крайняя восточная часть).

В некоторых случаях дуга может сталкиваться не с одной, а с двумя и более континентальными массами. Такие случаи можно назвать тектоникой препятствия, или тектоникой ограниченного пространства. Ярким примером является тектоника Тирренской дуги, зажатой и согнутой между континентальными массами и на большом протяжении уже столкнувшейся с ними.

Рассмотрение закономерностей КД-К приводит к ещё одному важному теоретическому выводу. Орогении, связанные с коллизией этого типа (как и вообще орогении) [11], не подвержены строгому глобальному ритму, вопреки предположениям последователей Г. Штилле. Они достаточно продолжительны и в сильнейшей степени обусловлены местными обстоятельствами, такими, как очертания континентальной границы, её собственное движение и вращение, ориентировка островной дуги и зоны субдукции под ней и в целом – геометрия коллизии.

- [1] Brown D., Spadea P., Puchkov V., Alvarez-Marron J., Herrington R., Willner A.P., Hetzel R., Gorozhanina Y., Juhlin C. Arc–continent collision in the Southern Urals // *Earth-Science Reviews*. – 2006. – V. 79. – P. 261–287.
- [2] Puchkov V.N. The diachronous (step-wise) arc–continent collision in the Urals // *Tectonophysics*. – 2009. – doi:10.1016/j.tecto.2009.01.014565.
- [3] Yuan-His Lee, Chien-Chi-Chen, Tsun-Kwei, Liu Hsin-Cheng-Ho, Hsueh-Yu Lu, Wei Lo Mountain building mechanisms in the Southern Central Range of the Taiwan orogenic belt – from accretionary wedge deformation to arc–continent collision // *International conference of Arc–Continent Collision IGCP-524*. – Tainan, Taiwan, 2008. – P. 11–12.
- [4] Abers G.A., McCaffrey R. Active arc–continent collision: earthquakes, gravity anomalies, and fault kinematics in the Huon–Finisterre collision zone, Papua New Guinea // *Tectonics*. – 1994. – V. 13. – P. 227–245.
- [5] Beyssac O., Negro F., Simoes M., Chan Y.C., Chen Y.G. High-pressure metamorphism in Taiwan: from oceanic subduction to arc–continent collision? // *Terra Nova*. – 2008. – V. 20, № 2. – P. 118–126.
- [6] Willner A.P., Ermolaeva T., Gorozhanina Y.N., Puchkov V.N., Arzhavitina M., Pazukhin V.N., Kramm U., Walter R. Surface signals of an arc–continent collision: the detritus of the Upper Devonian Zilair formation in the Southern Urals, Russia // *Mountain building in the Uralides: Pangea to Present* / Eds. D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov. American Geophysical Union, Geophysical Monograph. 2002. V. 132. – P. 183–210.
- [7] Willner A.P., Wartho J.A., Kramm U., Puchkov V.N. Laser ⁴⁰Ar–³⁹Ar ages of single detrital white mica grains related to the exhumation of Neoproterozoic and Late Devonian high pressure rocks in the Southern Urals (Russia) // *Geological Magazine*. – 2004. – V. 141. – P. 161–172.
- [8] Harangi S., Downes H., Seghedi I. Tertiary–Quaternary subduction processes and related magmatism in the Alpine–Mediterranean region // *European Lithosphere Dynamics* / Eds. D.G. Gee, R.A. Stephenson. Geol. Soc. Lond. Memoir. V. 32. 2006. – P. 167–190.
- [9] Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. – 1993. – V. 364. – P. 299–307.
- [10] Abrajevich A., Van Der Voo R., Bazhenov M.L., Levashova N.M., McAusland P.J.A. Paleozoic paleomagnetic studies in Kazakhstan // *Tectonophysics*. – 2009. – V. 455. – P. 61–76.
- [11] Puchkov V.N. Epochs and phases of folding in the context of plate tectonics // *Geotectonics*. – 1994. – № 3. – P. 90–94.

К ПРОБЛЕМЕ КОМАГМАТИЧНОСТИ КАРБОНАТИТОВ И ЩЕЛОЧНО-ОСНОВНЫХ СИЛИКАТНЫХ ПОРОД В ЮГО-ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Г.С. Рипп*, А.Г. Дорошкевич*, Е.И. Ласточкин*, Д.Л. Конопелько**

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

**Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, konopelko@inbox.ru

В Юго-Западном Забайкалье позднемезозойский внутриплитный магматизм представлен почти исключительно щелочно-базальтовым вулканизмом. С этим этапом связано также проявление карбонатитов. Последние расположены в пределах полосы, вытянутой в северо-восточном направлении, приуроченной к северной границе Западно-Забайкальской рифтовой зоны. Они представлены в основном кальцитовым типом пород, с которым связаны проявления редкоземельной (Аршанское, Южное, Улан-Удэнское) и стронциевой (Халютинское) минерализации. Это существенно дайковые образования, плащеобразные тела, сформировавшиеся в субвулканических близповерхностных условиях.

Силикатные породы, для которых обосновывается комагматичность с карбонатитами, изучены на Халютинском и Ошурковском участках. Щелочные базитовые породы характеризуются высокой щелочностью, калиевой специализацией. В них, как и в карбонатитах, повышены содержания стронция и первичные величины Sr_0 (0,705), близкие к значениям в позднемезозойских щелочных базальтоидах Юго-Западного Забайкалья. Химический и минеральный состав большей части пород соответствует шонкиниту и сиенитам.

На Халютинском месторождении дайки шонкинитов и щелочных сиенитов сложены в основном калиевым полевым шпатом, эгирин-диопсидом, щелочными амфиболами, биотитом. Миароловые пустоты в них выполнены кальцитом, целестином, щелочным амфиболом, апатитом. Как и карбонатиты, они характеризуются высоким содержанием сульфатной серы (более 1,5 мас. %). Спектр РЗЭ в породах подобен спектру в карбонатитах. Близки в них и отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,705). В расплавных включениях пироксена и титанита установлены кальцит и сульфатные фазы (ангидрит), а стекло содержит повышенное количество сульфатной серы. Идентичны изотопные составы С, О и S в минералах из шонкинитов, щелочных сиенитов и неизменных постмагматическими процессами карбонатитов.

U-Pb возраст пород, определенный по циркону (SHRIMP II), свидетельствует о их близком времени образования (рис. 1).

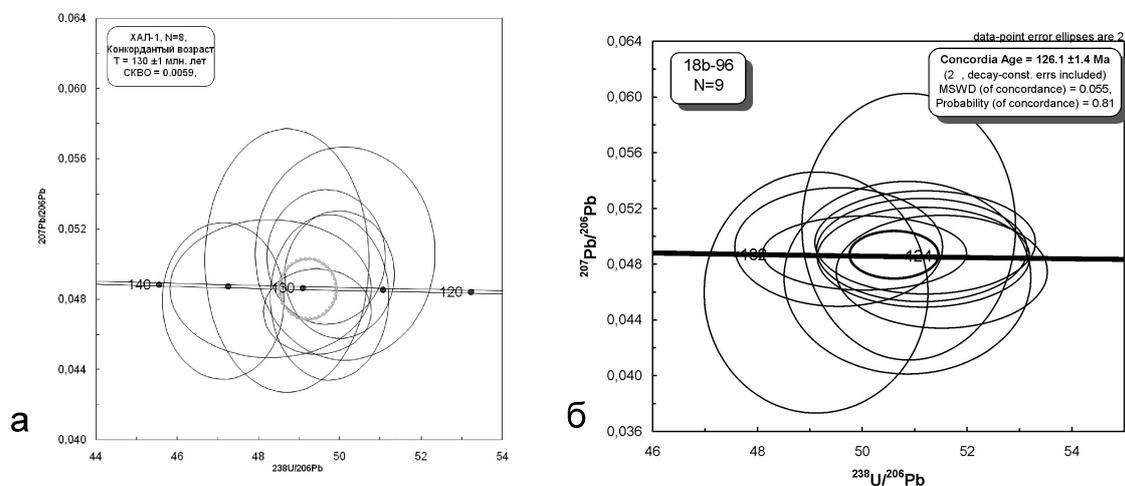


Рис. 1. График с конкордатным возрастом для цирконов. а – из кальцитовых карбонатитов, б – из шонкинитов Халютинского месторождения.

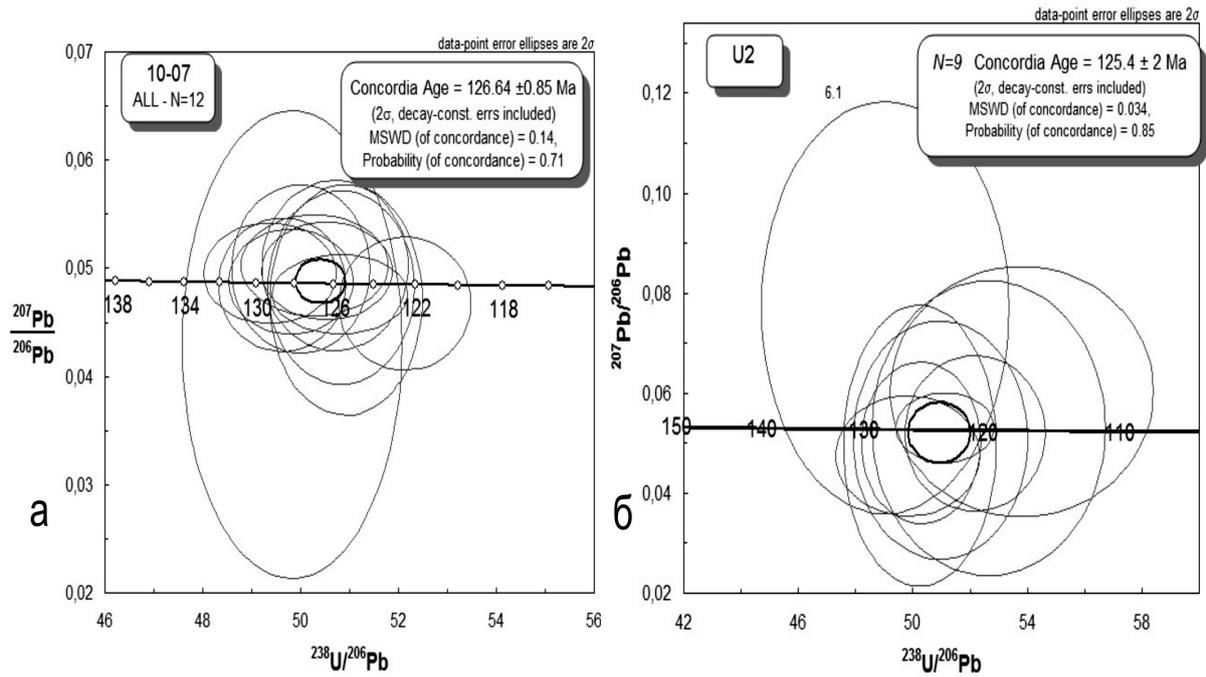


Рис. 2. График с конкордатным возрастом для цирконов. *a* – из карбонатитов, *б* – из габброидов Ошурковского месторождения.

Ошурковский массив щелочно-основных пород, занимающий площадь около 12 км^2 , является пока единственным в Юго-Западном Забайкалье массивом, имеющим позднемезозойский возраст. К-Ar и Rb-Sr определения, проведенные в более ранний период, дали разброс значений от 149 до 108 млн лет. U-Pb возраст мезократового щелочного габбро (циркон, SHRIMP II), определенный нами, составил $125,4 \pm 2$ млн лет и совпал с возрастом ($126,64 \pm 0,85$ млн лет, циркон, SHRIMP II) жил карбонатитов, распространенных на его площади (рис. 2).

Породы массива, дифференцированные от щелочного габбро до сиенитов, характеризуются высоким содержанием апатита, повышенной калиевостью и содержаниями стронция. Первичные стронциевые отношения в них аналогичны отношениям в карбонатитах, идентичен в них и состав РЗЭ. Близкие значения получены по изотопному составу кислорода в апатите, силикатных минералах и магнетите.

Таким образом, комагматичные карбонатитам силикатные породы, распространенные во внутриплитной рифтовой структуре, характеризуются базитовым составом и существенно калиевой специализацией.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ЕРАВНИНСКОЙ ЗОНЫ (УДИНО-ВИТИМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА, ЗАБАЙКАЛЬЕ)

С.В. Руженцев*, О.Р. Минина**, Г.Е. Некрасов*

*Москва, Геологический институт РАН, nekrasov@gin.ras

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

Еравнинская зона образована вулканогенными и осадочными отложениями, сформировавшимися в пределах Удино-Витимской островодужной системы. Последняя располагалась на стыке Сибирского континента и Палеоазиатского океана [1, 2]. Считается [3–5 и др.], что в основном это кембрийские отложения, в составе которых выделяются три свиты: олдындинская (Є_1), химгильдинская (Є_2) и иташинская ($\text{Є}_3\text{–O}$). Сейчас показано [6, 7], что здесь достаточно широко представлены также средне- и верхнепалеозойские отложения. Наши работы в Еравнинской зоне проводились на территории Кыджимит-Заза-Холойского междуречья в пределах трех участков: Кыджимитского, Олдындинского и Еравнинского.

Кыджимитский участок (ручьи Сосновский и Хортяк) – система смятых пластин. Снизу вверх здесь обнажаются:

1. Слюдистые кварциты и кристаллосланцы суванихинской свиты ($\text{PЄ}_3\text{–PZ}_1?$).

2. Андезитовые и дацитовые порфириды, их туфы (олдындинская свита, Є_1); 1000–1200 м. Для дацитов получена датировка $530,8 \pm 2,6$ млн лет (N – 10, СКВО – 0,0036, кк – 0,95; здесь и далее U-Pb SHRIMP-II датировки по цирконам, ЦИИ ВСЕГЕИ, аналитики А. Ларионов, Е. Лепехина).

3. Толща (снизу вверх): а) тонкослоистых известковистых кварцевых песчаников, песчаных известняков (200 м) с плохо сохранившимися кораллами; б) тефротурбидитов (700–800 м) среднего и кислого состава, туфов, полимиктовых гравелитов и конгломератов (фрагменты разнообразных эффузивов, редко известняков); по-видимому, отсюда происходят сборы археоциат И.Г. Кременецкого [5]; в) известняков (100–120 м); г) вулканомиктовых песчаников и гравелитов, туфов, реже фельзитов и порфиридов (500–600 м). Толща охарактеризована мшанками *Seraptonora* sp. (O–D), позволившими отнести ее к ордовику [5]. Вместе с тем, из более поздних сборов О.Р. Мининой и Ю.П. Катюхи здесь установлены колониальные ругозы из группы лаккофилид (S–D) и ругозы *Sociophyllum* sp. (D_{1–2}, определение Р.В. Горюновой и Л.И. Улитиной, ПИН РАН), а также водоросли *Sicidium* sp. и *Rothpletzella* sp. (D_{2–3}, определение В.А. Лучиной), что позволяет считать толщу среднепалеозойской.

Таким образом, в кыджимитском разрезе тектонически совмещены три комплекса: верхнекембрийско-нижнепалеозойский (?) (кварцито-сланцевый), нижнекембрийский (эффузивный) и среднепалеозойский (известняково-терригенно-туфовый).

Олдындинский участок (бассейн Лево́й Олдынды) представляет собой складчатую структуру, в пределах которой вскрыты: 1) вулканогенная толща олдындинской свиты (Є_1) и 2) терригенная толща химгильдинской свиты ($\text{Є}_{1–2}?$). Предметом наших исследований была первая из них. Она представлена андезитовыми порфиридами и их туфами, содержащими более или менее крупные тела археоциатовых известняков. Выше следует толща дацитовых и риолитовых порфиров, их туфов, фельзитов, вулканомиктовых песчаников. Результаты абсолютного датирования фельзитов показали, что они имеют кембрийский возраст: $529,8 \pm 3,6$ млн лет (N – 7, СКВО – 0,073, кк – 0,79).

Кроме того, здесь вскрыта толща пестроцветных тефротурбидитов, включающих глыбы и валуны археоциатово-водорослевых известняков. Она выделяется как ультзутуйская толща [8]. В ее основании (южное подножье выс. 1497,9) расположен горизонт базальных конгломератов (7–10 м), состоящих из гальки андезитовых порфиридов, кварцевых и плагиопорфиров, фельзитов. Они маркируют трансгрессивное налегание турбидитов на олдындинские вулканиты. Возраст ультзутуйской толщи считается девонско-каменноугольным [8]. На наш взгляд, определенно можно говорить о ее постраникембрийском возрасте.

На территории участка широко представлены отложения химгильдинской свиты, образованной кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, песчаниками, известняками. Считается, что они согласно залегают на олдындинских вулканах, что позволяет отнести их к кембрию [9]. Сейчас на основании главным образом анализа комплекса миоспор они отнесены к верхнему девону – нижнему карбону [6].

Следует сказать также, что в рассматриваемом районе нами установлена толща дацитов, риолитов, трахириолитов и их туфов с возрастом $297 \pm 2,6$ млн лет, ($N - 8$, СКВО – 0,0024, кк – 0,96; C_3/P_1). По-видимому, они сопоставимы с вулканиками Бейсыханской вулканоплутонической структуры, возраст которых определяется в интервале $323 \pm 46 - 290$ млн лет ($C_2 - P_1$) [6].

Еравнинский участок (бассейн р. Ульзутуй). Здесь с юга на север (снизу вверх) вскрыты следующие комплексы пород:

1. Пестроцветные тефротурбидиты ульзутуйской толщи, содержащие многочисленные блоки, валуны и гальку разнообразных вулкаников и археоциатово-водорослевых известняков. Литолого-фациальный анализ этих отложений позволяет говорить о их микстит-олистостромовой природе.

2. Археоциатово-водорослевые мраморизованные известняки (до 300 м), перекрытые толщей (до 250 м) вулканомиктовых песчаников, содержащих «плавающую» гальку разнообразных вулкаников и археоциатовых известняков. Присутствуют прослои фельзитов, туфов, туффитов. В верхней части толщи встречены прослои (до 3 м) известняков с остатками мшанок, кораллов, криноидей, тентакулитов и брахиопод. Комплекс органических остатков показывает, что эти отложения не могут быть древнее ордовика, а присутствие тентакулитов ($S - D$) и брахиопод (*Cyrtospiriferidae* gen. indet vel *Syringothyridae* gen. indet, $D - C_1$; определение В.Г. Ганелина, ГИН РАН) позволяет отнести рассматриваемую толщу к девону.

3. Андезитовые порфириды, дациты, риолиты, их туфы, включающие тела аплитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров (олдындинский гипабиссальный комплекс). Видимая мощность толщи не менее 2 км. Возраст риолитов в ее кровле (северный склон выс. 1421) 529 ± 3 млн лет, ($N - 10$, СКВО – 0,19, кк – 0,67), а возраст гранит-порфиров (выс. 1324,1) $516 \pm 5,5$ млн лет, ($N - 9$, СКВО – 0,0019, кк – 0,97).

4. На породах комплекса 3 с четким трансгрессивным контактом вскрытым в коренных обнажениях (гребень выс. 1380,4), залегают (снизу вверх): а) слоистые кварцевые песчаники, плитчатые известняки (до 90 м); б) преимущественно кварц-полевошпатовые песчаники, алевросланцы, туффиты, фельзиты, диабазы (до 150 м). По набору пород и характеру стратификации толща похожа на отложения нижней части химгильдинской свиты.

* * *

В Еравнинской зоне выделяются следующие структурно-формационные комплексы: байкальский – карбонатно-терригенный (суванихинская и тилимская свиты, $PC_3 - PZ_1?$); каледонский – карбонатно-эффузивный (олдындинская свита, C_1 , возможно ульзутуйская толща PZ_{1-2}); варисский – карбонатно-терригенно-туфогенный (химгильдинская свита и ее возрастные аналоги, PZ_2); герцинский – эффузивный (PZ_3). Иными словами, Еравнинская островодужная структура имела полициклическое развитие. Ее становление началось в раннем кембрии и было связано с формированием активной окраины Палеоазиатского океана. В среднем палеозое после общего подъема и перерыва в осадконакоплении здесь возник комплекс разнородных отложений, в основании которого расположен горизонт существенно кварцевых или кварц-полевошпатовых песчаников и известняков (нижняя подсвита химгильдинской свиты Левой Олдынды, горизонт 4а ульзутуйского разреза, горизонт 3а кыджимитского разреза). Фациально они резко отличаются от подстилающих толщ и отражают относительно спокойный период осадконакопления, когда в Еравнинский бассейн шло поступление значительных объемов аллохтонного сиалического материала. Лишь позднее здесь появляется второй (среднепалеозойский) островодужный комплекс, образование которого мы связываем [10] с девонским импульсом раскрытия Монголо-Охотского палеоокеана. Собственно герцинский (верхнепалеозойский) комплекс формировался в пределах Витимского вулканоплутонического пояса, включавшего наземные вулканиды (андезиты, дациты, риолиты), а также гранитоиды Ангаро-Витимского батолита [11, 12]. Становление указанного пояса связывается с формированием активной кон-

тинентальной окраины позднепалеозойского Монголо-Охотского бассейна.

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

- [1] *Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.* Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. – 1996. – Т. 15, № 4. – С. 3–15.
- [2] *Гордиенко И.В.* Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 53–70.
- [3] *Беличенко В.Г.* Каледониды Байкальской горной области. – Новосибирск: Наука, 1977. – 134 с.
- [4] *Васильев И.Л.* Геология Еравнинского рудного поля. – Новосибирск: Наука, 1977. – 126 с.
- [5] *Кременецкий И.Г.* Первая находка ордовикской фауны в Байкальской горной области // ДАН СССР. – 1982. – Т. 263, № 2. – С. 407–408.
- [6] *Гордиенко И.В., Минина О.Р., Хегнер Э., Ситникова В.С.* Новые данные по составу и возрасту палеозойских осадочно-вулканогенных толщ и интрузивов Еравнинского островодужного террейна (Забайкалье) // Вулканизм и геодинамика. – Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 154–159.
- [7] *Минина О.Р., Руженцев С.В., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Катюха Ю.П.* Новые данные по стратиграфии палеозоя Икат-Багдаринской и Еравнинской зон Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 1. – С. 38–40.
- [8] *Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р. и др.* История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. – 2009 (в печати).
- [9] *Бутов Ю.П.* Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области. – Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1996. – 153 с.
- [10] *Руженцев С.В., Некрасов Г.Е.* Тектоника Агинской зоны (Забайкалье) // Геотектоника. – 2009. – № 1. – С. 39–58.
- [11] *Гордиенко И.В., Кузьмин М.И.* Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 11. – С. 1545–1562.
- [12] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Геодинамические обстановки формирования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1305–1320.

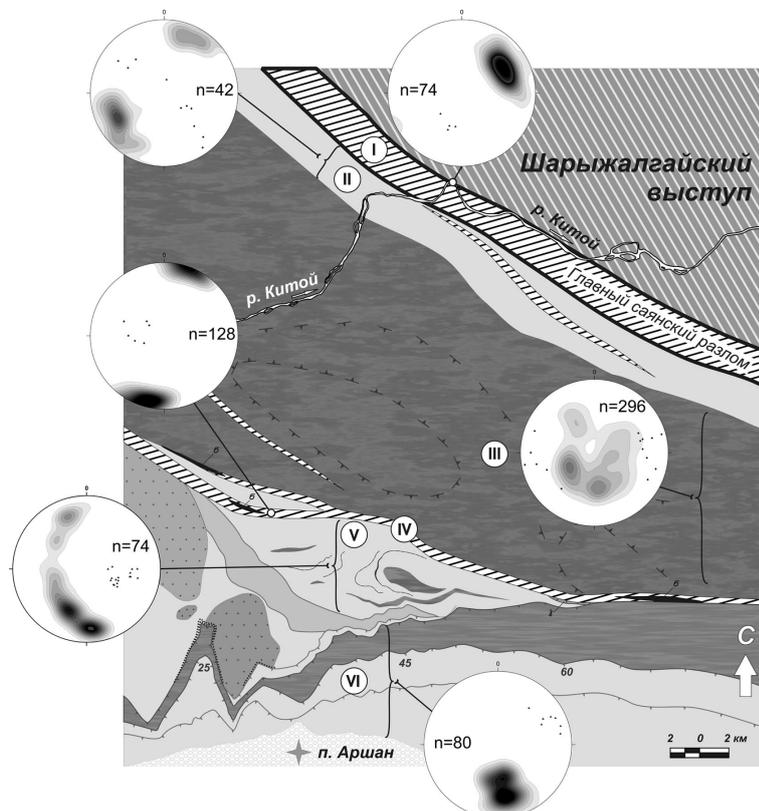
ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТАЯ СТРУКТУРА ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА: СТРУКТУРНЫЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

А.Б. Рябинин, Ф.И. Жимулёв

*Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
ryabin@ngs.ru, zhimulev@gmail.com

Геологическое строение Тункинских гольцов Восточного Саяна характеризуется сложной покровно-складчатой структурой, которую составляют преимущественно позднедокембрийские, раннепалеозойские терригенные, вулканогенные и карбонатные породы и их метаморфизованные аналоги [1–3].

Установлено [2, 5], что покровно-складчатая структура Восточного Саяна, в том числе его юго-восточной части, выделяемой в Тункинский терреин или Ильчирскую зону, сформировалась в ордовике. Кроме этого, в юго-восточной части Тункинских гольцов давно известны останцы тектонических покровов, перекрывающие грубообломочные породы позднедевонско-каменноугольного возраста. В последние годы также появились данные о позднепалеозойских деформациях (320–300 млн лет) в зоне Главного Саянского разлома [4]. В течение последних трёх лет нами проводились полевые работы в восточной части Тункинских гольцов (бассейны рек Кынгарга, Харимта, Архут, Харсапка, Белокопытка, Китой). При этом особое внимание было уделено изучению деформационных структур метаморфических пород (складчатых форм, плоскостных и линейных директивных структур). На основе анализа директивных структур были выделены участки, характеризующиеся различными параметрами складчатости, – домены складчатой структуры (рисунок).



Структурно-геологическая схема восточной части Тункинских гольцов. Цифрами обозначены структурно-вещественные домены: I – Главный Саянский разлом, II – Белокопытский (мраморы, кальцифиры, кварц-карбонатные, углисто-карбонатные милониты), III – Архутский (амфиболиты, гранатоподобные амфиболиты субсогласно прорванные гнейсовидными тоналитами-гранодиоритами), IV – зона Архутско-Кынгаргского разлома, V – Северо-Аршанский (мраморы, гранат-слюдяные сланцы, субсогласные тела амфиболитов и биотитовых гнейсов), VI – Южно-Аршанский (амфиболиты, мраморы, кальцифиры, прорванные плагиогранитами-гранодиоритами). На стереограммах изолиниями показано залегание сланцеватости (с шагом изолиний 1 %), точками – ориентировка ширинных синхронных складок.

Наряду с изучением макроструктур проводился микроструктурный анализ пород (в ориентированных шлифах на Фёдоровском столике). Это позволило количественно описать петроструктуру породы, механизм деформаций и связать минеральные структуры с соответствующими фазами деформаций. Для определения возраста изучаемых деформаций было проведено Ag/Ag датирование слюд и амфиболов милонитов из разломных зон, разделяющих структурные домены, и метаморфических пород внутри структурно-однородных участков [2]. Динамический анализ комплекса макро-микроструктур вместе с результатами Ag/Ag датирования позволил проследить изменение полей палеонапряжений на исследуемой площади, а также от одной деформационной фазы к другой, что дало возможность установить геодинамический режим на различных возрастных срезах. В результате проведённых структурных и геохронологических исследований установлены следующие этапы деформационных событий: 316–310, 305–303, 286 млн лет – покровный, покровно-складчатый и сдвиговый соответственно [6]. Это свидетельствует о крупных внутриконтинентальных позднепалеозойских деформациях на границе Центрально-Азиатской складчатой области и южной окраины Сибирского кратона.

Работа выполнена при поддержке грантов ОНЗ СО РАН №10 и НШ -5736.2008.5.

- [1] Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1991. – 142 с.
- [2] Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараин И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 6. – С. 554–565.
- [3] Добрецов Н.Л. О покровной тектонике Восточного Саяна // Геотектоника. – 1985. – № 1. – С. 39–50.
- [4] Савельева В.Б., Травин А.В., Зырянов А.С. ^{40}Ag - ^{39}Ag датирование метасоматитов в зонах глубинных разломов краевого шва Сибирской платформы // ДАН. – 2003. – Т. 391, № 4. – С. 523–526.
- [5] Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. – М.: Научный мир, 2002. – 176 с.
- [6] Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Позднекарбонново-раннепермская покровно-складчатая структура Тункинских гольцов Восточного Саяна // ДАН. – 2003. – Т. 428, № 4. – С. 1–4.

КОМПЛЕКСЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТА В СТРУКТУРЕ ПАЛЕОЗОИД КАЗАХСТАНА

*А.В. Рязанцев**, *К.Е. Дегтярев**, *Т.Ю. Толмачева***, *О.И. Никитина****

*Москва, Геологический институт РАН, avryazan51@mail.ru

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

***Алма-Ата, Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, oiniki@mail.kz

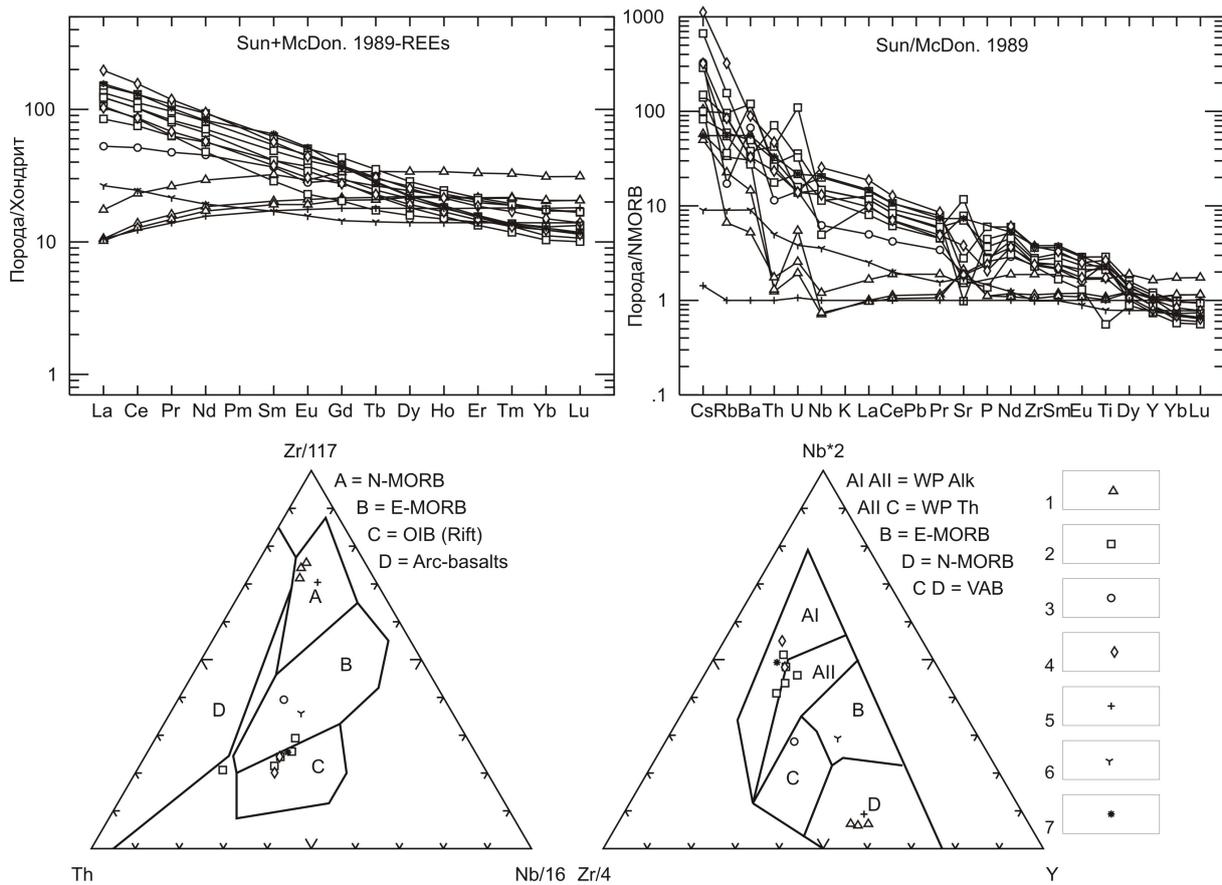
Ишим-Нарынская и Еремантау-Бурунтауская (ЕБЗ) зоны Казахстана сложены комплексами, которые, вероятно, сформировались в рифтогенных системах. Рифты осложняли структуру пассивной раннепалеозойской окраины, в строении которой участвовали массивы с докембрийским фундаментом и терригенно-карбонатные чехлы. ЕБЗ, протягиваясь в субмеридиональном направлении почти на 2000 км, отделена разломами от поясов раннепалеозойских островодужных вулканитов, комплексов аккреционных призм и преддуговых флишевых прогибов [3]. В структуре ЕБЗ наиболее широко распространены кремнисто-терригенные, терригенные, в меньшей степени вулканогенные комплексы, расположенные на докембрийском цоколе. Разнофациальные, датированные по конодонтам, нижнепалеозойские комплексы слагают систему тектонических покровов [5, 6].

В северной части ЕБЗ в горах Еремантау на нижнем структурном уровне преобладают кварцевые и полимиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты с редкими маломощными горизонтами кремней. Толща несогласно залегает на рифейских отложениях [1]. Кремни содержат раннеаренигские *Oerikodus evae* (Lindström). Алевролиты датированы трилобитами позднего тремадока – раннего аренига [1]. В основании следующего аллохтона залегает полимиктовый олистостром. Аллохтон сложен базальтами и пикритами, туфами риолитов, кремнистыми туффитами (новогеоргиевская толща). Кремни содержат позднекембрийские *Phakelodus tenuis* (Muller), *Prooneotodus* sp., *Furnishina* sp., а также формы, принадлежащие диапазону от раннего тремадока до раннего аренига. С этой толщей ассоциирует комплекс щелочных ультрамафитов [4].

Вышележащий аллохтон имеет наиболее широкое распространение и сложен кремнистой акдымской серией. Конденсированный разрез (100–200 м) представлен переслаивающимися кремнями, яшмами, фтанитами и алевролитами. В непрерывных последовательностях здесь, в горах Жаксы-Нияз, обнаружены позднекембрийские *Phakelodus tenuis* (Muller), *Prooneotodus rotundatus* (Druce et Jones), *Viirodus* sp., позднетремадокские *Cordylodus angulatus* Pander, *Rossodus manitouensis* Repetski and Ethington, *Coelocerodontus* aff. *bicostatus* Van Wamel. и позднетремадокские – раннеаренигские *Prioniodus* sp., *Paroistodus proteus* (Lindström), *Drepanodus arcuatus* Pander. На севере гор Нияз разрез охватывает интервал от раннего (?) тремадока (*Variabiloconus* sp., *Phakelodus tenuis* (Muller), ювенильные элементы параконодонтов), позднего тремадока (зона *Rossodus manitouensis*) до позднего аренига (*Periodon flabellum* (Lindström), *Oerikodus* sp., *Prioniodus* sp.). Самые молодые кремни этого района содержат *Periodon aculeatus* Hadding лланвирнского яруса. Акдымская серия и кремнеобломочные породы несогласно перекрываются флишеидной с олистостромовыми горизонтами толщей, имеющей, по-видимому, средне(?) - позднеордовикский возраст.

На юге ЕБЗ – в Сарытумской и Бурунтауской зонах – в нижнем тектоническом покрове распространены вулканогенные породы с преобладанием базальтоидов и их туфов (жалгызская свита). В кремнях среди базальтов обнаружены конодонты, принадлежащие интервалу от зоны *Paltodus deltifer* верхней части тремадокского яруса до зоны *Paroistodus horridus* нижнего лланвирна. Близкое структурное стратиграфическое положение занимает болгожинская свита, представленная андезитами, трахиандезитами, дацитами и риолитами.

Структурно выше располагается покров, сложенный мелководными осадочными породами дарбазинской свиты. В разрезе преобладают доломиты с отдельными горизонтами известняков



Петрогеохимические диаграммы для вулканитов основного и ультраосновного состава Еремантау-Бурунтауской зоны в сравнении с типовыми базальтоидами современных геодинамических обстановок. 1 – новогеооргиевская толща; 2 – жалгызская свита; 3 – болгожинская свита; 4 – дарбазинская свита; 5–7 базальты современных геодинамических обстановок: 5 – N-MORB, 6 – E-MORB, 7 – OIB.

и полимиктовых песчаников. Неясные соотношения эти породы имеют с базальтами. Свита датируется по онколитам и акритархам вендом – ранним кембрием и представляет собой осадочный чехол докембрийского массива. Тектонически выше (?) залегает толща, представленная алевролитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с горизонтами кварцевых песчаников и конгломератов. Кремни этого разреза содержат конодонты от верхней части зоны *Parioistodus proteus* раннего аренига до зоны *Parioistodus horridus* нижней части лланвирнского яруса. Верхнее положение занимает покров, сложенный бурубайтальской, бурултаской и майкульской свитами. Конденсированный кремнистый разрез бурубайтальской свиты (80–100 м) охватывает интервал от зоны *Eoconodontus notchpeakensis* верхнего кембрия до зоны *Parioistodus horridus* средней части лланвирнского яруса [7]. Бурултаская свита представлена переслаивающимися известковыми алевролитами и песчаниками, фтанитами, туфами базальтов, гравелитами и доломитами. Черные сланцы содержат свинцово-цинковое оруденение, сходное с таковым в глубоководных котловинах Красного моря. По конодонтам свита относится к нижне-среднему лланвирну. Бурубайтальская свита перекрывается терригенной, с олистостромовыми и кремнистыми горизонтами, майкульской свитой, содержащей конодонты верхней части лланвирнского – нижней части карадокского яруса.

Близкие по возрасту вулканиты ЕБЗ отличают вариации состава. Породы жалгызской свиты по петрохимическим особенностям соответствуют базанитам, базальтам, трахибазальтам, трахиандезитобазальтам. Меньший объем занимают андезиты, дациты, риолиты и их туфы. Болгожинская свита сложена андезитами, трахиандезитами, риолитами. По содержанию K_2O породы жалгызской свиты попадают в поля известково-щелочной, высококалиевой известково-щелочной и шшонитовой серий. Породы болгожинской свиты принадлежат к высококалиевой

известково-щелочной и шошонитовой сериям. Вулканыты жалгызской свиты относятся в основном к толеитовой, а болгожинской свиты – к известково-щелочной серии. Для основных пород обеих свит характерно высокое содержание TiO_2 – до 3,7 мас %. В разрезе жалгызской свиты присутствуют комптониты (SiO_2 36,8–44,13 %, MgO 4,54–6,10 %, Al_2O_3 10,62–12,53 %, TiO_2 4,26–6,82 %) [2]. Спектры РЗЭ базальтов болгожинской и жалгызской свит демонстрируют близкий характер распределения. Для пород типична значительная обогащенность ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ (рисунок). В целом спектры распределения РЗЭ в базальтах обеих свит соответствуют обогащенным базальтам типа OIB. На дискриминационных диаграммах фигуративные точки составов базальтов обеих свит попадают в области внутриплитных базальтов и базальтов континентальных рифтов. Близкий состав имеют базальты, тяготеющие к полям распространения карбонатов дарбазинской свиты.

Вулканыты новогоргиевской толщи представлены пикритами, базальтами и в меньшем объеме риолитами и относятся главным образом к толеитовой серии. Распределение редкоземельных и рассеянных элементов в базальтах и пикритах в основном подобно базальтам N-MORB. Отличие заключается в обогащенности пород КИЛ. На дискриминационных диаграммах фигуративные точки располагаются в полях N-MORB.

Особенности состава комплексов Еремантау-Бурунтауской зоны позволяют связывать их с эволюцией внутриконтинентального рифта. Предполагается, что тектоническое совмещение внутриконтинентальных рифтогенных и островодужных комплексов, а также образование аллохтонов, сложенных рифтогенными комплексами, происходило в начале позднего ордовика.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 10 и РФФИ, грант № 070501158.

- [1] Борисенко В.И., Герасимова Н.А., Зайцев Ю.А. и др. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Еремантау-Ниязского антиклинория // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. – М., 1985. – С. 10–53.
- [2] Геология Сарытумской зоны. – Алма-Ата: Наука, 1976. – 160 с.
- [3] Дегтярев К.Е. Ультрамафиты Южного Еремантау (Центральный Казахстан) // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. – 1992. – № 3. – С. 74–78.
- [4] Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Модель кембрийской коллизии дуга–континент для палеозойского Казахстана // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 71–96.
- [5] Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Никитина О.И. Офиолиты, островодужные и внутриконтинентальные рифтогенные комплексы в системе тектонических покровов в Чу-Илийском районе Казахстана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 2. – С. 104–108.
- [6] Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Никитина О.И. Кремнистые комплексы в структуре раннепалеозойских рифтогенных и островодужных зон Центрального Казахстана // Материалы ХLI тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. – С. 337–343.
- [7] Tolmacheva T.J., Danelian T., Popov L.E. Evidence for 15 m.y. of continuous deep-sea biogenic siliceous sedimentation in early Paleozoic oceans // Geology. – 2001. – V. 29, № 8. – P. 755–758.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНАТОВЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ В АНРАХАЙСКОЙ СУТУРЕ ЧУ-ИЛИЙСКИХ ГОР (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

*А.В. Рязанцев**, *А.А. Третьяков**, *А. Крёнер***, *Д.В. Алексеев**

*Москва, Геологический институт РАН, avryazan51@mail.ru

**Майнц, Германия, Университет Майнца

В Чу-Илийских горах Казахстана палеозойские комплексы образуют линейный пояс между Чу-Кендыктасским и Актау-Джунгарским докембрийскими сиалическими массивами. В структуре пояса сочетаются кембрийские офиолиты, раннепалеозойские островодужные комплексы и флиш. В горах Анрахай и Айдалы известны зоны с высокобарическими комплексами [4]. В горах Анрахай они представлены линзами, будинами эклогитов, амфиболитов и гранатовых ультрамафитов, залегающими в мусковитовых сланцах. Эти породы образуют полосу шириной от 50 м до 1,2 км, которая располагается между блоком с докембрийскими гнейсами на юго-западе и офиолитами на северо-востоке. Офиолиты представлены фрагментами полосчатого комплекса, габброидами и базальтами, которые прорваны гранодиоритами. Докембрийские толщи, высокобарический метаморфический комплекс, офиолиты и прорывающие их гранодиориты несогласно перекрываются аренигскими отложениями [4].

Докембрийские толщи сложены гнейсами и амфиболитами, для которых имеется несколько датировок, в том числе 2791 ± 24 млн лет, $2187,1 \pm 0,5$ млн лет и $1789,1 \pm 0,6$ млн лет (SHRIMP II и Pb-Pb) [6]. Они прорваны рассланцованными гранитами с возрастом $741,5 \pm 0,7$ млн лет. Вблизи полосы с эклогитами для метадацитов получены значения возраста 534 ± 7 млн лет.

В результате проведенных исследований определен возраст гранатовых ультрамафитов, ассоциирующих с эклогитами, и гранитоидов, прорывающих офиолиты.

Гранатовые ультрамафиты представляют собой среднезернистую породу с преимущественно гранобластовой структурой. Главными породообразующими минералами являются гранат и клинопироксен. Акцессорные минералы представлены рутилом, апатитом, цирконом, ильменитом и доломитом, содержание которых в отдельных разностях достигает 10 %. Ретроградные изменения гранатовых ультрамафитов выразились в интенсивном развитии роговой обманки, мусковита, карбоната. По данным микрозондовых анализов гранат в ультрамафитах состоит из 42 % альмандина, 33,7 % гроссуляра, 23 % пироба, 1,3 % спессартина. В пироксенах преобладает диопсидовый компонент.

По содержанию петрогенных оксидов: SiO₂ (40–43 %), MgO (7–10 %), TiO₂ (1,88–4,21 %), Na₂O+K₂O (≤ 2 %) гранатовые ультрамафиты соответствуют пикритам и пикробазальтам. Распределение редкоземельных элементов в гранатовых ультрамафитах типично для внутриплитных обогащенных базальтов и выражается в обогащении пород легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых ((La/Yb)_n=12–8). Также характерным является обогащение пород Th, U, Nb, Ta, Zr.

Вмещающие кварц-мусковитовые и мусковитовые сланцы содержат до 10 % реликтовых минералов гранатовых ультрамафитов, представленных гранатом и клинопироксеном. Это позволяет рассматривать их в качестве продукта глубинного кислотного выщелачивания ультрамафитов и эклогитов.

Кристаллы цирконов, выделенные из гранатовых ультрамафитов, имеют типичные для метаморфических цирконов форму и внутреннюю текстуру. По двум образцам этих пород получен возраст $489,9 \pm 3,1$ млн лет (SHRIMP II), который отражает пик метаморфизма. Так как метаморфический комплекс перекрывается аренигскими отложениями, можно сделать вывод, что его эксгумация произошла в интервале 490–475 млн лет.

Гранитоиды, прорывающие офиолиты, имеют тектонический контакт с высокобарическим метаморфическим комплексом. Они представлены кварцевыми диоритами и гранодиоритами, изменяющимися по составу от низко- до высокоглиноземистых (Al₂O₃ 14,0–17,4 %). Породы имеют отрицательную Nb аномалию, а на диаграмме Пирса (1984) Y-Nb попадают в поля ост-

роводужных гранитов. Гранитоиды содержат ксенолиты пород офиолитовой ассоциации.

Полученный конкордантный возраст гранодиоритов составляет $508,8 \pm 3,0$ млн лет (SHRIMP II). Некоторые зерна цирконов имеют ядра, которые могут интерпретироваться как ксенокристаллы и имеют возраст 1020 ± 9 млн лет.

Метаморфические комплексы, представляющие собой ассоциацию гранатовых ультрамафитов и эклогитов, принято рассматривать в качестве специфического комплекса коллизионных зон УНР-НР [5]. В Казахстане подобные образования детально изучены на Кокчетавском массиве [2].

Среди гранатовых ультрамафитов выделяются два геохимических типа: Fe-Ti и Mg-Cr, различающиеся условиями образования и тектонической позицией. Гранатовые ультрамафиты гор Анрахай по составу наиболее близки к Fe-Ti типу, на что указывают высокие содержания FeO (14–18 мас. %), TiO₂ (1,8–4,1 мас. %), а также обедненность пород MgO (7–10 % мас. %). На геохимическом уровне характерными для данного типа являются высокая сумма P3Э (70–80 г/т) и высокие значения (La/Yb)_n отношения.

Считается, что протолиты Fe-Ti типа гранатовых ультрамафитов представляли собой неглубинные кумуляты базитовой магмы, внедренной в верхние горизонты континентальной коры. На внутриплитную природу протолита указывают геохимические особенности гранатовых разностей, соответствующие обогащенным базальтам. Это позволяет связывать внедрение родоначальных базитовых расплавов в верхнюю кору с эпизодом континентального рифтогенеза.

В дальнейшем при коллизии кумуляты базитовой магмы были подвержены высокобарическому метаморфизму с образованием гранат-клинопироксенового парагенезиса. Отмеченное присутствие микрозерен алмазов [1] в поле распространения гранатовых ультрамафитов также указывает на проявление высокобарических условий.

Офиолиты Джалаир-Найманской зоны Чу-Илийского пояса датированы по цирконам из плагиогранитов как 519 ± 4 млн лет и 521 ± 2 млн лет [3]. По составу вулканитов предполагается, что офиолиты формировались в задуговом бассейне.

Полученные данные характеризуют эволюцию субдукционного и коллизионного процессов. Начальный этап отражен в офиолитах, имеющих раннекембрийский возраст, последующее развитие, сопровождавшееся аккрецией, – в позднекембрийских гранитоидах, прорывающих офиолиты. Завершающий этап фиксируется формированием метаморфического комплекса с эклогитами и гранатовыми ультрамафитами в начале раннего ордовика.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 10, совместной программы РФФИ, грант KR590/90-1 и 09-05-91331-NNIO-а, грант РФФИ 07-05-01158.

- [1] Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И. и др. Геология Казахстана. – Алматы: Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан, 2000. – 196 с.
- [2] Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Оливин-гранатовые, оливин-шпинелевые и ортопироксеновые метаморфические породы Кокчетавского массива, Северный Казахстан // Петрология. – 2005. – Т. 13, № 6. – С. 546–591.
- [3] Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е. и др. Геохронологическое и биостратиграфическое обоснование возраста офиолитов Джалаир-Найманской зоны Казахстана // Общие и региональные проблемы геотектоники и геодинамики: Мат-лы XLI тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. – С. 214–219.
- [4] Чу-Илийский рудный пояс. – Алма-Ата: Наука, 1980. – 504 с.
- [5] Coleman R.G., Wang X. Overview of the geology and tectonics of UHPM // Ultrahigh pressure metamorphism / Eds. R.G. Coleman, X. Wang. – Cambridge: Cambridge University Press, 1995. – P. 1–32.
- [6] Kroner A., Windley B.F., Badarch G., Wingate M.T.D. et al. Accretionary growth and crust-formation in the Central Asian orogenic belt and comparison with the Arabian-Nubian shield // Geol. Soc. America Memoir. – 2007. – V. 200. – doi: 10.1130/2007.1200(11).

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОВ ПРИМОРСКОГО КОМПЛЕКСА В ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ

*В.Б. Савельева**, *Е.П. Базарова**, *А.Н. Ларионов***

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

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

Граниты приморского комплекса в Западном Прибайкалье входят в протяженный пояс рапакиви-подобных гранитов и ассоциирующихся с ними эффузивов, сформировавшийся на этапе раннепротерозойской деструкции окраинных частей фундамента Сибирской платформы [1, 2] и протягивающийся от Енисейского кряжа до Алданского щита. Эти граниты слагают цепочку массивов, обнажающихся в пределах полосы шириной до 20 км и протяженностью свыше 200 км вдоль западного берега оз. Байкал. По имеющимся к настоящему времени возрастным датировкам (1,86–1,91 млн лет [3, 4]) и геохимическим параметрам (близость по ряду геохимических параметров к гранитам А-типа) приморский комплекс коррелируется с шумихинским комплексом Присяянского краевого выступа, ирельским комплексом Аkitканского вулканоплутонического пояса Северо-Западного Прибайкалья, кодарским комплексом Алданского щита [3, 5].

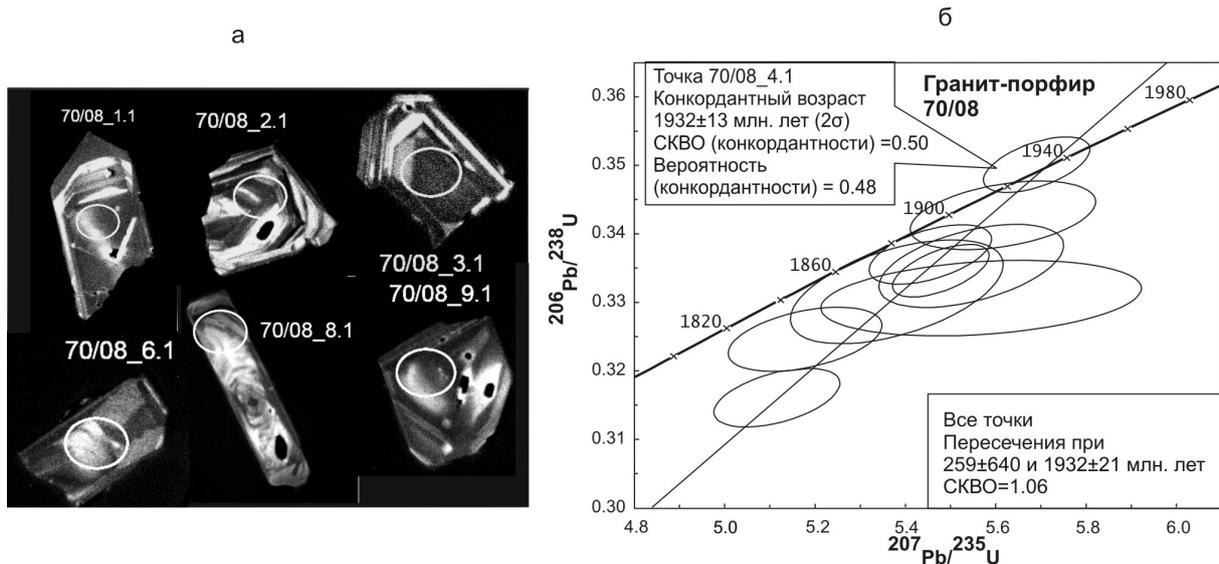
Граниты приморского комплекса группируются в три крупных массива: Бугульдейско-Ангинский, Улан-Ханский и гольца Трехголового. На юго-западе они прорывают породы шарыжалгайской серии архея, на северо-востоке – метаморфические породы раннепротерозойской сарминской серии, на востоке имеют тектонический контакт с раннепалеозойским метаморфическим комплексом Приольхонья, а на западе трансгрессивно перекрыты осадочными отложениями байкальской серии верхнего рифея. Выделяются две интрузивные фазы: первая включает порфиоровидные роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты (рапакиви), крупно- и среднезернистые биотитовые граниты, лейкократовые граниты с гранофировой структурой основной массы, вторая – средне-мелкозернистые биотитовые граниты, гранит-порфиры и аплиты.

С альбитизированными и грейзенизированными гранитами второй фазы, как и в ряде других массивов гранитов рапакиви разных регионов Мира, связаны проявления редкометалльной (Sn, Nb, Y, Bi) минерализации. В гранитах и кварц-мусковитовых (\pm топаз) грейзенах выявлены касситерит, колумбит, ильменорутил, бетафит, минералы групп самарскита и эвксенита, фергусонит, ксенотим, монацит, флюоцерит, бастнезит, минералы Th, циркон, циртолит, алланит, молибденит, бисмутинит и другие минералы.

До настоящего времени определение возраста проводилось только для первой фазы. По цирконам из крупноовоидных гранитов в южной части выходов комплекса (бухта Песчаная) получено значение 1859 ± 16 млн лет [3]. По цирконам из порфиоровидных гранитов массива гольца Трехголового определен возраст 1910 ± 30 млн лет [4]. Целью проведенных исследований было установление возраста гранитов второй фазы, с которыми связаны проявления редкометалльной минерализации. Локальным U-Pb методом (SHRIMP-II) были датированы цирконы из гранитов второй фазы массива гольца Трехголового.

Массив гольца Трехголового протягивается на 55 км при ширине 4–9 км и сложен в основном крупнозернистыми порфиоровидными гранитами, в краевой части – средне- и мелкозернистыми гранитами. Граниты второй фазы образуют тела площадью 0,5–9,0 км², приуроченные к контактам гранитов первой фазы с породами сарминской серии и прорывающие граниты первой фазы.

По петрографическому составу граниты первой и второй фаз сходны. Главные породообразующие минералы представлены кварцем и пертитовым калиевым полевым шпатом. Олигоклаз-андезин присутствует в резко подчиненном количестве. Темноцветный минерал представлен железистым биотитом ($f=0,77-0,95$, $Al^{IV}=1,11-1,26$ к.ф.). В самих гранитах и в экзоконтак-



а – катодоллюминесцентные изображения зерен циркона из гранит-порфира второй фазы приморского комплекса. Овалы показывают анализируемую область в пределах зерна; **б** – диаграмма с конкордией для цирконов: дискордия: $T_1=1932 \pm 21$ млн лет, $T_2=259 \pm 640$ млн лет, $\text{СКВО}=1,06$ (через все точки). Размеры эллипсов соответствуют $\pm 2\sigma$ погрешностям по обеим осям координат.

товых зонах проявлены альбитизация, мусковитизация, турмалинизация и флюоритизация.

Для гранитов первой фазы характерны высокие кремнекислотность (среднее содержание SiO_2 по 39 пробам 77,8 % при сумме оксидов щелочей 7,5 %; индекс $\text{ASI}=1,09$), железистость (91–98 %), преобладание K над Na ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1,7\text{--}2,5$), высокие содержания F (в среднем 0,17 %), повышенные Rb (до 650 г/т), Li (до 120 г/т), Sn (до 20 г/т), Nb (до 35 г/т) и низкие содержания Zr (в среднем 170 г/т), Sr (16 г/т), Ba (240 г/т), а также низкие отношения K/Rb (103), Ba/Rb (0,75), Sr/Rb (0,02) и глубокий европиевый минимум ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,64\text{--}0,03$), что позволяет рассматривать эти граниты как продукты кристаллизации глубоко дифференцированного расплава. Граниты второй фазы в основном имеют субщелочной состав ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7,4\text{--}9,7$ %). При этом одни жилы и массивы обогащены F (до 0,46 %), редкими щелочами (Rb до 600 г/т, Li до 75 г/т), Sn (до 39 г/т), Th (до 140 г/т), Nb (до 53 г/т), Y (до 80 г/т), Mo (до 17 г/т) при низком Ba (12–80 г/т) и Zr (130–190 г/т), другие обеднены F, Rb, Li, но содержат больше Ba (до 1400 г/т) и Zr (до 340 г/т), что, по-видимому, отражает разные условия генерации остаточных расплавов.

Проба для выделения циркона была отобрана в краевой части массива биотитовых мелко- и среднезернистых гранитов и гранит-порфиров площадью около 4 км² в верховьях реки Ср. Иликта, на расстоянии около 50 м от контакта с гранитами первой фазы. Цирконы размером 100–200 мкм, прозрачные, бесцветные или бледноокрашенные, с включениями, слаборадиоактивные; $\text{Th}/\text{U}=0,46\text{--}0,69$. Преобладают дипирамидально-призматические кристаллы с коэффициентом удлинения (K_y) 2,3–2,8, реже встречаются зерна с $K_y \geq 4$. Зерна не деформированы, поверхность зерен гладкая (рисунок).

U-Pb датирование осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Всего было выполнено десять анализов в девяти кристаллах циркона. Лишь один анализ (70/08_4.1) дал конкордантный возраст 1932 ± 13 млн лет. Результаты, полученные по остальным цирконам, группируются вблизи верхнего пересечения дискордии с конкордией, которое соответствует возрасту 1932 ± 21 млн лет (рисунок). Значение, получаемое по нижнему пересечению, не имеет геологического смысла из-за большой ошибки.

Полученный возраст кристаллизации гранитов второй фазы в пределах ошибки измерения близок к возрасту, установленному по цирконам из гранитов первой фазы массива гольца Трехголового [4], но примерно на 70 млн лет древнее возраста гранитов первой фазы района бухты Песчаной [3]. Таким образом, подтверждается предположение, высказанное в работе [6] о том, что в приморский комплекс объединяются разновозрастные граниты. По-видимому, граниты с

возрастом не моложе 1,93 млрд лет являются близкими к проявлению метаморфизма в сарминской серии, а их формирование связано с аккреционно-коллизийными событиями, обусловившими становление палеопротерозойского Сибирского кратона. Формирование же гранитов с возрастом 1,86 млрд лет происходило после завершения коллизийных процессов. В то же время минералогическое и петро-геохимическое сходство разновозрастных гранитов, объединяемых в приморский комплекс, может свидетельствовать о том, что их формирование было обусловлено единым длительным магмообразующим процессом, проявившимся в раннем протерозое вдоль системы глубоких разломов в краевой части консолидированной плиты [2].

- [1] Бухаров А.А. Протоактивизированные зоны древних платформ. – Новосибирск: Наука, 1987. – 200 с.
- [2] Петрова З.И., Макрыгина В.А., Антипин В.С. Петролого-геохимическая корреляция гранитов рапакиви и кислых вулканитов в южном обрамлении Сибирской платформы // Петрология. – 1997. – Т. 5, № 3. – С. 291–311.
- [3] Донская Т.В., Бибилова Е.В., Мазукабзов А.М. и др. Приморский комплекс гранитоидов Западного Прибайкалья: геохронология, геодинамическая типизация // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 10. – С. 1006–1016.
- [4] Бибилова Е.В., Кориковский С.П., Сезько А.И., Федоровский В.С. Возраст гранитов приморского комплекса (Западное Прибайкалье) по данным U-Pb- метода // ДАН СССР. – 1981. – Т. 257, № 2. – С. 462–466.
- [5] Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. – 1998. – Т. 6, № 2. – С. 139–164.
- [6] Бибилова Е.В., Кориковский С.П., Кирнозова Т.И., Сумин Л.В., Аракелянц М.М., Федоровский В.С., Петрова З.И. Определение возраста пород Байкало-Витомского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. – М.: Наука, 1987. – С. 154–164.

АКТИВНЫЕ РАЗРЫВЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ НА УРОВНЕ ОЧАГОВОГО СЛОЯ

В.А. Саньков, А.А. Добрынина

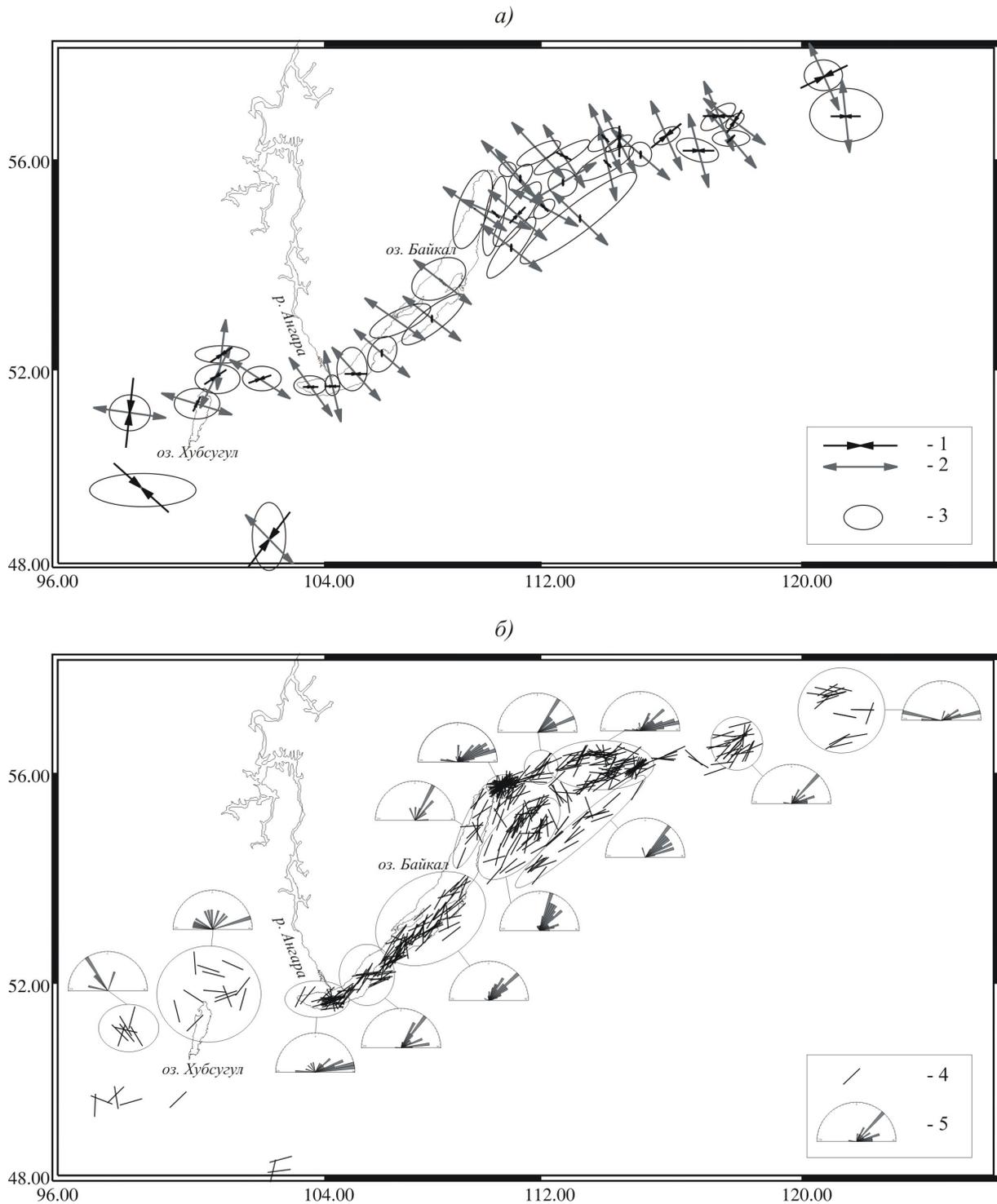
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, sankov@crust.irk.ru

Деструкция литосферы с образованием зон разломов – один из ведущих геологических процессов, определяющих строение континентов как в прошлом, так и на современном этапе. Отражением процесса современного разломообразования в земной коре является сейсмичность, которая дает информацию о структуре и динамике формирования зон крупных разломов в реальном времени. Для определения ориентации современных разрывов можно использовать данные о механизмах очагов землетрясений, предварительно выделив истинные плоскости разрывов в очаге. В сейсмологии очаг землетрясения интерпретируется чаще всего с помощью модели двойного диполя (две пары сил сжатия и растяжения в источнике), при этом графически механизм очага представляет собой две перпендикулярные нодальные плоскости, разделяющие области волн сжатия и растяжения. Одна из них является проекцией истинной плоскости разлома, по которой произошла подвижка, вторая плоскость является вспомогательной. Обе плоскости равнозначны, и без дополнительных данных выделить плоскость разрыва невозможно. В случае сильных землетрясений косвенными признаками, помогающими выбрать ту или иную плоскость в качестве истинной плоскости разрыва, может служить геологическая информация (выход разрыва на поверхность Земли, наличие разломов с аналогичной геометрией и пр.), данные об ориентации поля афтершоков, форма первых изосейст и т.д. Эти подходы не применимы при исследовании слабых и умеренных землетрясений, единственной доступной информацией о которых являются сейсмограммы.

В рамках нашего исследования определение истинных плоскостей разрывов в очагах землетрясений Байкальской рифтовой системы (БРС) производилось методом катакластического анализа (МКА) [1]. При использовании МКА из каталога механизмов очагов землетрясений формируется однородная выборка землетрясений, для которой рассчитываются тензоры напряжений и приращений сейсмостектонических деформаций. По этим данным определяются редуцированные нормальные и касательные напряжения, действующие на нодальных плоскостях, и далее на основе критерия максимальности сбрасываемых напряжений определяется плоскость разрыва в очаге землетрясения. В качестве исходных данных использованы опубликованные решения фокальных механизмов (675 штук) [2–16].

Расчет тензоров напряжений и приращений СТД, а также коэффициента Лодэ-Надаи выполнялся в двух вариантах: (1) для всей территории БРС с шагом $0,25 \times 0,25^\circ$ (радиус области вокруг узла расчета брался равным 25, 50 и 75 км) и (2) для отдельных структур и их сегментов (рисунок, а). Полученные нами результаты определений ориентации осей сжатия и растяжения (укорочения и удлинения) не противоречат результатам обобщения данных о фокальных механизмах [17, 9, 18] и данным расчетов СТД разными методами [19–21]. Дополнительные данные о характере деформирования получены из результатов расчетов коэффициента Лодэ-Надаи. Оказалось, что практически вся территория БРС деформируется в условиях сдвига (в понимании механики сплошных сред). Выделяются два участка с одноосным сжатием или близким к нему режимом деформирования – в районе зоны сочленения Хубсугульского и Тункинского звеньев рифтовой системы и в районе северного окончания Баргузинского хребта, причем, если в первом случае ось сжатия располагается наклонно или субгоризонтально, то во втором – вертикально. Участки с режимом, переходным от сдвига к одноосному растяжению, обнаруживаются в пределах северо-восточной части БРС – в районе Муйской, Чарской впадин, в районе р. Олекма. Локально они проявлены в центральной части Байкальской впадины, в районе ее южного окончания.

Обнаруженные закономерности, в частности проявления в пределах рифтовой системы участков сжатия, интересны с точки зрения интерпретации геолого-геофизических данных.



Ориентация осей главных напряжений (а) и активных разрывов в очагах землетрясений (б). 1, 2 – оси сжатия и растяжения соответственно; 3 – области расчета; 4 – плоскость разрыва в очаге; 5 – роза-диаграмма простираний плоскостей разрывов.

Так, наличие условий современного горизонтального сжатия помогает объяснить аномально высокое поднятие массива Мунку-Сардык и западной части Тункинских Альп. По данным нивелирования район северного окончания Баргузинского хребта характеризуется высокими скоростями современных вертикальных движений. Обнаруженное вертикально направленное сжатие в земной коре на уровне очагового слоя коррелирует с механизмом быстрого гляцио-зостатического подъема хребта в этом районе в период с начала таяния ледников последнего

оледенения, предложенным К.Г. Леви [22].

Для 447 землетрясений определены наиболее вероятные плоскости разрывов в источнике (рисунок, б). Ориентация современных разрывов в большинстве случаев, иногда до деталей, наследует существующие неотектонические структуры.

В южной части Байкальской впадины (до дельты р. Селенги) преобладают два направления разрывов – субширотное и северо-восточное. Именно такие простирания активных разломов наблюдаются в бортах впадины и выявлены по данным сейсмопрофилирования. Минимальные вариации простирания разрывов характерны для центральной части Байкальской впадины, где растяжение строго перпендикулярно неотектонической структуре. На северо-восточном фланге БРС наиболее сложное строение имеют области междувпадинных перемычек, а во впадинах разрывы в очагах параллельны известным неотектоническим разломам. Исключением из общей тенденции является юго-западная часть БРС и окончание северо-восточного фланга БРС. В районе Бусийнгольской впадины проявились не характерные для этой части рифтовой системы современные северо-западные разрывы. Самые разнообразные направления разрывов проявились в пределах Окинского плоскогорья, Тункинской впадины и Северного Прихубсугулья. На северо-восточном окончании БРС, в районе р. Олекмы, преобладают субмеридиональные разломы, однако в современном поле напряжений на уровне очагового слоя образуются субширотные разрывы. Указанные отклонения простираний современных разрывов в очагах землетрясений от закартированной на поверхности неотектонической структуры могут свидетельствовать об изменении во времени поля тектонических напряжений и наложенности современной структуры по отношению к позднекайнозойской. Вместе с тем, необходимы дополнительные данные для решения этого вопроса.

С применением МКА детально проанализированы районы последовательностей землетрясений 1999 г. Южнобайкальской и Кичерской на периоды проявления этих событий. Первая последовательность, проявившаяся в пределах Южно-Байкальской впадины, характеризуется относительно простой структурой с преобладанием субширотных разрывов. Вторая, тяготеющая к Верхнеангарско-Кичерской междувпадинной перемычке, в пространственно-временном отношении делится на две группы. Одна из них, форшок-афтершоковая группа, сосредоточена собственно на перемычке и характеризуется проявлением разрывов преимущественно субмеридионального и субширотного простирания. Проявившаяся позже роевая группа толчков тяготеет к разлому, ограничивающему Кичерскую впадину с юго-востока. Здесь проявились главным образом согласные с простиранием главной структуры северо-восточные современные разрывы.

Таким образом, применение метода катакластического анализа [1] позволило получить новые данные о характере процесса деформирования и определить структуру современной зоны деструкции земной коры в пределах Байкальской рифтовой системы.

Работа выполняется при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-00992), ИП СО РАН № 61, проекта программы Президиума РАН № 16.8, а также ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.» (госконтракт № 02.740.11.0446).

- [1] Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. – 406 с.
- [2] Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. О механизме очагов слабых землетрясений Прибайкалья // Вопросы сейсмичности Сибири. Ч. II. Сейсмичность, сейсмогеология, сейсмический режим, механизм очагов землетрясений. – Новосибирск, 1972. – С. 70–78.
- [3] Сейсмотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 47–54.
- [4] Мишарина Л.А., Солоненко Н.В., Леонтьева Л.Р. Результаты исследования напряжений в очагах слабых землетрясений Прибайкалья способом групповой обработки // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. – Владивосток, 1976. – С. 13–19.
- [5] Мишарина Л.А., Солоненко Н.В., Вертлюб М.Б. Некоторые особенности эпицентрального поля Байкальской рифтовой зоны в сопоставлении с механизмом очагов землетрясений // Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. – М.: Наука, 1977. – С. 43–61.
- [6] Doser D.I. Faulting within the Western Baikal rift as characterized by earthquake studies // Tectonophysics. – 1991. – V. 196. – P. 87–107.

- [7] *Doser D.I.* Faulting within the Western Baikal rift as characterized by earthquake studies // *Tectonophysics*. – 1991. – V. 196. – P. 109–139.
- [8] *Солоненко А.В. и др.* Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // *Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии*. – 1993. – 1. – С. 113–122.
- [9] *Petit C., Deverchere J., Houdry F., Sankov V.A., Melnikova V.I., Delvaux D.* Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications // *Tectonics*. – 1996. – V. 15. – P. 1171–1191.
- [10] *Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.* Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991–1996 гг. // *Геология и геофизика*. – 1998. – Т. 39. – С. 1598–1607.
- [11] *Землетрясения Северной Евразии в 1997 году*. – Обнинск: ГС РАН, 2003. – 278 с.
- [12] *Землетрясения Северной Евразии в 1998 году*. – Обнинск: ГС РАН, 2004. – 491 с.
- [13] *Землетрясения Северной Евразии в 1999 году*. – Обнинск: ФОП, 2005. – 368 с.
- [14] *Землетрясения Северной Евразии в 2000 году*. – Обнинск: ГС РАН, 2006. – 376 с.
- [15] *Землетрясения Северной Евразии в 2001 году*. – Обнинск: ГС РАН, 2007. – 404 с.
- [13] *Землетрясения Северной Евразии в 2002 году*. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – 428 с.
- [14] Международный сейсмологический центр <http://www.isc.ac.uk/>.
- [15] Гарвардский университет <http://www.globalcmt.org/>.
- [16] Геологическая служба США <http://neic.usgs.gov/>.
- [17] *Солоненко А.В.* О симметрии поля напряжений в земной коре Байкальского рифта // *ДАН*. – 1993. – Т. 328. – С. 674–677.
- [18] *Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В.* Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // *Тихоокеанская геология*. – 2002. – Т. 21 – С. 14–28.
- [19] *Кучай О.А.* Особенности сеймотектонической деформации оз. Байкал и его горного обрамления // *Исследования по созданию научных основ прогноза землетрясений в Сибири. Оперативная информация*. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 1990. – С. 17–22.
- [20] *Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Юнга С.Л.* Поля напряжений и сеймотектонических деформаций Байкальской рифтовой зоны // *Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии*. – 1996. – 2. – С. 363–371.
- [21] *Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.* Параметры сеймотектонических деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным // *ДАН*. – 2007. – Т. 416. – С. 543–545.
- [22] *Леви К.Г., Мац В.Д., Куснер Ю.С., Кириллов П.Г., Алакишин А.М., Толстов С.В., Осипов Э.Ю., Ефимова И.М., Бак С.* Постгляциальная тектоника в Байкальском рифте // *Российский журнал наук о Земле*. – 1998. – 1. <http://eos.wdcb.rssi.ru/>.

ПРИМЕНЕНИЕ ПРОГРАММЫ Thermocalc ДЛЯ ОЦЕНКИ P-T ПАРАМЕТРОВ НЕИЗОХИМИЧНОГО МЕТАМОРФИЗМА

А.Ю. Селятицкий

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, dyadyasasha@ngs.ru

В настоящей работе описывается опыт оценки P-T параметров метаморфизма при неизохимичном поведении K_2O . В качестве примера взяты высокоглиноземистые гранулиты из внутренней зоны глубинного контактового ореола Баянкольского габбро-монциодоритового массива нагорья Сангилен в Юго-Восточной Туве.

Формирование Баянкольского массива с сопутствующим метаморфизмом (этап M2) связано с синколлизонным базитовым магматизмом кембро-ордовикского этапа Центрально-Азиатского складчатого пояса [1]. Высокоградиентный метаморфизм M2 в связи с Баянкольским массивом [2] проявлен в пределах проницаемой Эрзинской сдвиговой зоны [3] и наложен на среднезернистые, текстурно- и структурно-неоднородные метапелиты, образованные при региональном метаморфизме M1 при $T=550-650$ °C и $P=6-8$ кбар с предельной ассоциацией минералов M1: Grt-St-Ky-Bt-Ms-Pl-Qtz [4] (символы минералов по [5]).

Выраженный термальный ореол с метаморфической зональностью развит в метапелитовой толще северного обрамления интрузива. Мощность всей толщи ~500 м. С севера она ограничена распространением карбонатных отложений.

Внешняя часть ореола мощностью ~400 м сложена мезократовыми полосчатыми двуслюдяными кварцевыми сланцами с гранатом и ставролитом. Температурное воздействие интрузива здесь слабое и выражается в появлении в породах фибrolита.

Внутренняя зона узкая: ~100 м. В ней наиболее заметно проявляется тепловое воздействие интрузива. Она характеризуется интенсивными структурно-вещественными преобразованиями, диагностируемыми не только в шлифах (по появлению минералов M2), но и в полевых условиях: по кардинальной смене текстурно-структурного облика пород и появлению анатектической лейкосомы Bt-Qtz-Pl состава с реститокристаллами граната, реже силлиманита. Меланосома сложена преимущественно мелкозернистыми (вплоть до сливного облика) меланократовыми текстурно-однородными порфирогранобластовыми породами Qtz-Pl-Grt-Sil-Bt-Crd состава с реликтами ставролита. Высокоглиноземистые метапелиты имеют подчиненное значение. Они образуют прослои в мелкозернистых метапелитах и отличаются от них более крупнокристаллическим обликом.

Яркой особенностью пород внутренней зоны является практически полное отсутствие калиевого полевого шпата при повсеместном эндотермическом распаде биотита и мусковита, т.е. при разложении слюды практически не образуется альтернативной калиевой фазы. Это свидетельствует о вполне подвижном (по Д.С. Коржинскому [6]) поведении K_2O во внутренней метаморфической зоне. На это же указывает валовое снижение содержания K_2O в породах внутренней зоны, по сравнению с внешней (рис. 1), а также статистическое сравнение средних значений содержаний компонентов в породах внешней ($n=25$) и внутренней ($n=40$) зон по t-критерию Стьюдента, согласно которому породы внешней и внутренней зон не различимы по всем компонентам кроме кремния и калия. Наличие в породах внутренней метаморфической зоны многочисленных признаков неравновесия [2] усложняет корректную оценку P-T параметров. В условиях, когда состав минералов не выдержан, применение минералогической термометрии затруднено, из-за большого разброса в оценках температур, как по разным термометрам, так и по разным минеральным парам в одном образце с использованием одного и того же термометра.

Для оценки параметров метаморфизма в настоящее время широко применяется компьютерная программа Thermocalc 321, имеющая внутренне согласованную термодинамическую базу данных и модели смешения [7, 8] и позволяющая получать средние оценки температур и давлений на основе расчета линейно независимых минеральных реакций между фазами. Возмож-

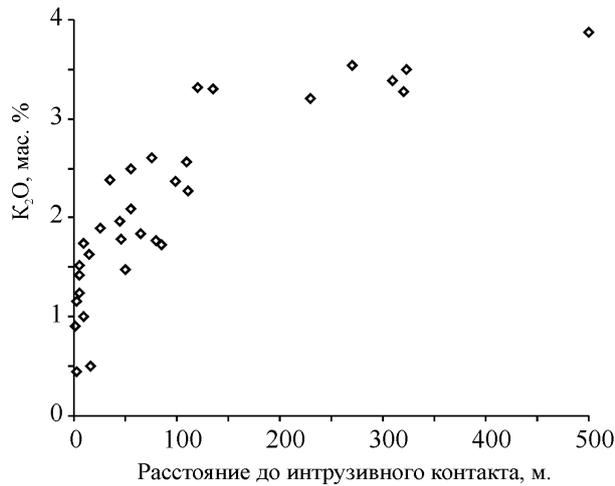


Рис. 1. Содержание K_2O в метапелитах в зависимости от расстояния до контакта с интрузивом.

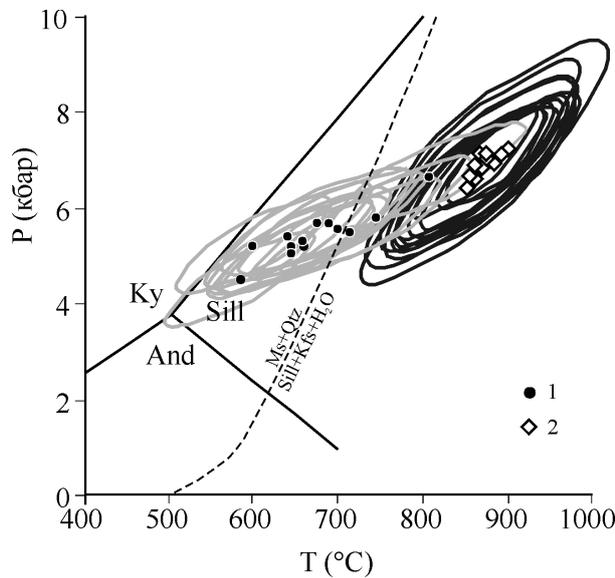


Рис. 2. Распределение P-T точек с доверительными эллипсами для пород внутренней метаморфической зоны, полученными с помощью программы Thermocalc.

ассоциации Grt-Bt-Crd-Sil-Qtz ($\pm Pl$), во втором – по ассоциации Grt-Bt-Crd-Sil-Qtz-Kfs ($\pm Pl$), т.е. во втором случае для каждого образца была использована та же фазовая ассоциация с теми же химическими составами минералов, но дополнительно в программу был включен калишпат (его состав в P-T расчетах принят соответствующим его идеальной кристаллохимической формуле).

Согласно результатам P-T определений при расчете по «бескалишпатовой» ассоциации оценки P и T обладают большим разбросом значений как в отношении давления ($P=4,5-6,6$ кбар, $\Delta P=2,1$ кбар), так и в отношении температуры ($T=584-808$ °C, $\Delta T=224$ °C), в то время как для калишпатсодержащей ассоциации разброс значений P и T существенно меньше, особенно по температуре ($P=6,4-7,3$ кбар, $\Delta P=0,9$ кбар; $T=852-902$ °C, $\Delta T=50$ °C). Это отражено на рис. 2, где показано распределение P-T точек и доверительные эллипсы к ним. Следует обратить внимание, что большая часть точек 1 на рисунке 2 (ассоциация без Kfs) располагается в области

ности метода оценки средних температур и давлений, реализованного в программе Thermocalc, позволяют определять условия образования различных минеральных ассоциаций. Для получения корректных результатов минеральная ассоциация породы должна быть представлена полным набором равновесно сосуществующих фаз, соответствующих определенному этапу метаморфизма.

При определении максимальных P-T параметров контактового метаморфизма по породам внутренней метаморфической зоны с помощью программы Thermocalc встал вопрос о том, как быть с отсутствующим в абсолютном большинстве шлифов калиевым полевым шпатом. На первый взгляд кажется логичным использовать минеральную ассоциацию M2 без этого минерала. Однако калишпат, как альтернативная биотиту и мусковиту калийсодержащая фаза, отвечает определенному температурному интервалу на более высокой ступени метаморфизма. Его почти полное отсутствие в новообразованной минеральной ассоциации метапелитов определяется не термодинамическими условиями (о чем свидетельствуют находки рентгенофазовым методом следовых содержаний калишпата в некоторых образцах и микронзондовый анализ микроскопического зерна этого минерала, найденного в одном шлифе), а, скорее, какими-то компонентами флюида, обусловившими неизохимичное поведение K_2O и его удаление из контактового ореола.

Чтобы решить этот вопрос, нами было сделано два варианта P-T определений в Thermocalc по серии образцов (14 шт.) высокоглиноземистых метапелитов, отобранных на расстоянии от 2 до ~10 м от интрузивного контакта. В первом варианте P-T оценки были сделаны по минеральной ассоциации

устойчивости поля $Ms + Qtz$, что противоречит петрографическим наблюдениям, согласно которым мусковит израсходован в минеральных реакциях.

Таким образом, следует признать корректным именно второй вариант расчета, согласно которому определения в Thermocalc P-T параметров метаморфизма сделаны по минеральной ассоциации, включающей отсутствующий в шлифах калишпат.

Эта работа подчеркивает важность правильного выбора минеральной ассоциации для получения корректных результатов при вычислении термодинамических параметров метаморфизма с использованием компьютерных программ, в данном случае программы Thermocalc.

Исследования поддержаны РФФИ (проект № 06-05-64979) и грантом Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (№ НШ-258.2008.5).

- [1] *Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова Е.В.* Базитовый магматизм кембрийско-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // *Материалы науч.-практ. конференции.* – Новосибирск, 2001. – С. 68–
- [2] *Целятицкий А.Ю.* Неравновесные гранулиты Эрзинской сдвиговой зоны Западного Сангилене // *Тезисы докладов Четвертой Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле.* – Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2008. – С. 239–241.
- [3] *Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаши Н.В., Савиных Я.В.* Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилене (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // *ДАН.* – 2005. – Т. 405, № 1. – С. 82–88.
- [4] *Каргополов С.А.* Малоглубинные гранулиты Западного Сангилене (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1997. – 16 с.
- [5] *Kretz R.* Symbols for rock-forming minerals // *Amer. Miner.* – 1983 – V. 68. – P. 277–279.
- [6] *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов // *Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях.* – М.: ИГН АН СССР, 1953. – С. 332–452.
- [7] *Powell R., Holland T.J.B.* An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Application to geobarometry, worked examples and computer program // *J. Metam. Geol.* – 1988. – V. 6. – P. 173–204.
- [8] *Holland T.J.B., Powell R.* An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metam. Geol.* – 1998. – V. 16, № 3 – P. 309–343.

СРЕДНЕКЕМБРИЙСКО-РАННЕОРДОВИКСКАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ НА АЛТАЙСКОЙ ОКРАИНЕ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

Н.В. Сенников

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

Получены новые данные о пространственных и хроностратиграфических взаимоотношениях океанической и шельфовой седиментации в раннем ордовике на юге Сибири. В самом конце прошлого века в западной (Чарышско-Инская зона – ЧИЗ) и северо-западной (Ануйско-Чуйская зона – АЧЗ) частях Горного Алтая были впервые изучены фрагменты базальтово-кремнисто-терригенных образований Палеоазиатского океана – засурьинской серии, состоящей из верхнекембрийской листовенной, тремадокской талицкой и флоианской марчетинской свит [1–4]. Геохимическими исследованиями базальтов [1, 2, 4] было доказано их происхождение в зоне MORB, на симаунтах и островных дугах. В кремнях были встречены пелагические конодонты и радиолярии. В марчетинской свите установлены конодонты зон proteus, elegans, evae [3, 5]. Проведенные в самые последние годы инфразональные сопоставления конодонтовой и граптолитовой международных шкал с новыми ярусными подразделениями [6] позволили точно датировать заключительные стадии формирования пород марчетинской свиты в ЧИЗ – средний флоиан (ранний ордовик). В то же время в ЧИЗ имеется воскресенская свита [5], сложенная карбонатно-терригенными породами шельфового генезиса, начало образования которой датируется второй половиной граптолитовой зоны densus (средний флоиан).

Таким образом, в середине флоиана на отдельных участках в западной части (в современных координатах) Алтайского бассейна (ЧИЗ) начали образовываться осадочные толщи с характерными признаками шельфовых образований (воскресенская свита). Они формировались в значительной мере из продуктов разрушения субдуцированных океанических пелагических осадков засурьинской серии. В то же время продолжалась и океаническая седиментация (марчетинская свита). Такие среднефлоианские океанические образования (верхняя часть марчетинской свиты) найдены в двух районах – к северу и востоку (в современных координатах) по отношению к шельфовым флоианским осадкам, а именно к северному направлению [5, 7], от шельфовых флоианских образований реконструируется положение континентального склона, что позволяет предполагать последовательное приращение более молодых «океанических фрагментов» к краю аккреционного комплекса.

Реконструирована последовательность формирования структуры позднекембрийско-раннеордовикской континентальной коры на алтайской окраине Палеоазиатского океана. Самыми древними из частей континентальной коры основания ордовикского палеобассейна были Уймено-Лебедская (УЛЗ) (северо-восточная часть Горного Алтая) и Катунская зоны (КЗ) (северная часть Алтая). В УЛЗ континентальная кора была сформирована за счет отмерших вулканических дуг раннекембрийского возраста (сарысазская и верхнеыныргинская свиты) и фрагментов осадков междуговых бассейнов (тырганская свита). В северной части Алтая (КЗ) континентальная кора, явившаяся основанием для среднекембрийско-ордовикского шельфового бассейна, сложена коллажем отмерших вулканических дуг венд-кембрийского (примитивные дуги – эсконгинская, манжерокская и другие свиты) и ранне-среднекембрийского (зрелые дуги – устьсеминская и другие свиты) возраста и фрагментами ранне-среднекембрийских осадков междуговых бассейнов (шашкунарская, чепошская и другие свиты). В это время Алтайская окраина Палеоазиатского океана развивалась по островодужному (западно-тихоокеанскому) типу. С начала майского века среднего кембрия в УЛЗ стали формироваться шельфовые карбонатно-терригенные осадки (нижняя часть тандошинской свиты). Следовательно, континентальная кора в УЛЗ сформировалась в виде консолидированного крупного участка в середине среднего кембрия (конец амгинского века). В КЗ карбонатно-терригенные осадки шельфовой природы

начали откладываться в верхней части майского века (нижние части еландинской, большеишинской свит). В этой зоне континентальная кора образовалась в первой половине майского века. Таким образом, к началу позднего кембрия сформировались первоначальные контуры континентальной коры под алтайским шельфом. Затем в позднем кембрии шельфовые карбонатно-терригенные осадки откладывались с широким площадным распространением в обеих зонах (УЛЗ и КЗ) (верхние части тандошинской, большеишинской, еландинской свит, кульбичская свита).

В начале ордовика, в раннем тремадоке отмерла аносская вулканическая дуга (агайринская свита) и произошла аккреция небольшого фрагмента симаунтов, эффузивно-осадочного чехла и других элементов Палеоазиатского океана к алтайской окраине Сибирского кратона, что существенно увеличило площадь континентальной коры и соответственно алтайского шельфа. В позднем тремадоке произошло масштабное увеличение площади алтайского шельфа за счет аккреции крупных фрагментов эффузивно-осадочного чехла Палеоазиатского океана (марчетинская свита в ЧИЗ и АЧЗ). Именно этот аккреционный комплекс окончательно сформировал общий контур Алтайского сегмента континентальной коры и, соответственно, Алтайского ордовикского шельфа. В тремадокское время Алтайская окраина Палеоазиатского океана развивалась по приконтинентальному (восточно-тихоокеанскому) типу. Начиная с середины флюианского века на всей Алтайской акватории существовали шельфовые условия седиментации.

Установлено влияние гетерогенности различных частей Алтайского сегмента континентальной коры на происходившие в Алтайском ордовикском шельфовом бассейне процессы седиментации и структуры развивавшихся палеобиот. Гетерогенность континентальной коры основания Алтайского шельфового палеобассейна устойчиво сохраняется на протяжении ордовика. Самые древние части континентальной коры венд-среднекембрийского возраста (УЛЗ и КЗ) слагают в ордовике внутренний шельф с относительно груботерригенными, реже карбонатными породами значительной мощности – тулойская, карасинская, гурьяновская, чеборская свиты (суммарная мощность послетремадокских ордовикских отложений от 2500 до 3500 м, максимум до 4700 м). На остальных частях (АЧЗ и ЧИЗ) континентальной коры в ордовике образуется палеобассейн внешнего шельфа с тонкотерригенными и карбонатными осадками пониженной мощности – воскресенская, бугрышихинская, ханхаринская и техтенская свиты (суммарная мощность послетремадокских ордовикских отложений от 700 до 1500 м, максимум до 2000 м). В начале масштабного карбонатакопления в Алтайском шельфовом бассейне в позднем ордовике (сандбианский век), в зоне отмирания аносской (агайринской) вулканической дуги на стыке КЗ и АЧЗ формируется зарифовый комплекс с изолированными мелкими рифами – ханхаринская (савельевская) и булухтинская свиты. На внешней части шельфа (с континентальной корой тремадокско-флюианского возраста) (ЧИЗ и АЧЗ) образовалась карбонатная платформа с крупными рифами (ханхаринская и техтенская свиты). В терминальном ордовике (хирнанте) картина более контрастная. Самое древнее основание (УЛЗ и КЗ) Алтайского шельфового палеобассейна осушается и становится областью денудации. Это происходит на фоне образования позднеордовикских ледников [8] и последующей глобальной трансгрессии, связанной с их таянием. Площади рифовых полей на части шельфа с раннеордовикской корой из аккреционного комплекса фрагментов эффузивно-осадочного чехла Палеоазиатского океана (ЧИЗ и АЧЗ) в хирнанте оставались областями морской седиментации.

Для каждого из таких гетерогенных по возрасту континентальной коры участков алтайского шельфа выделяются разные местные ордовикские осадочные стратоны со специфическими условиями формирования и строения (состав, ритмика, мощность, характер площадного распространения). Структуры ордовикских фаунистических сообществ (таксономическое разнообразие, плотность палеопопуляций, количество локализаций) для каждого из рассмотренных гетерогенных участков континентальной коры под алтайским ордовикским шельфовым бассейном были специфичны [9, 10].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 08-05-00729) и программы Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических событий».

[1] *Ивата К., Сенников Н.В., Буслов М.М., Обут О.Т., Шокальский С.П., Кузнецов С.А., Ермиков В.Д.* Позднекембрийско-раннеордовикский возраст базальтово-кремнисто-терригенной засурьинской свиты (северо-западная часть Горного Алтая) // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 9. – С.

- 1427–1444.
- [2] Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Бобров В.А. Экзотический терреин позднекембрийско-раннеордовикской океанической коры в северо-западной части Горного Алтая (засурьинская свита): структурное положение и геохимия // ДАН. – 1999. – Т. 368, № 5. – С. 650–654.
- [3] Сенников Н.В., Обут О.Т., Хлебникова Т.В., Ивата К., Ермиков В.Д. Строение и возраст вулканогенно-кремнисто-терригенной засурьинской свиты в центральной части Горного Алтая (Ануйско-Чуйская зона, р. Марчета) // Актуальные вопросы геологии и минерации юга Сибири. – Новосибирск, 2001. – С. 145–151.
- [4] Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д., Обут О.Т., Хлебникова Т.В. Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 156–171.
- [5] Sennikov N.V., Yolkin E.A., Petrunina Z.E., Gladkikh L.A., Obut O.T., Izokh N.G., Kipriyanova T.P. Ordovician-Silurian biostratigraphy and paleogeography of the Gorny Altai. – Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2008. – 154 p.
- [6] Bergström S.M., Chen X., Gutiérrez-Marco J.C., Dronov A. The new chronostratigraphic classification of the Ordovician system and its relations to major regional series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy // Lethaia. – 2008. – V. 41. – P. 1–11.
- [7] Sennikov N.V., Obut O.T. Silica sedimentation in the Altai Late Ordovician Shelf basin on the south of West Siberia (Russia) // Acta Palaeontologica Sinica. – 2007. – V. 46. – Suppl. – P. 445–448.
- [8] Brenchley P.J. End Ordovician glaciation // The Great Ordovician biodiversification event / Eds. B. Webby, F. Paris, M.L. Droser, I.G. Percival. – New York: Columbia University Press, 2004. – P. 81–83.
- [9] Sennikov N.V. Ordovician events in Altai-Salair-Kuznetsky and Tuva basins and their influence on the sedimentary facies and marine biota (Siberia, Russia) // INSUGEO, Serie Correlacion Geologica, 17. Ordovician from the Andes / Eds. G.I. Albanesi, M.S. Beresi, S.H. Peralta. – 2003. – P. 461–465.
- [10] Сенников Н.В. Геологические события в палеозое Алтае-Саянской складчатой области и их отражение в палеогеографических и седиментационных обстановках и в палеобиотах // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. – М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. – С. 506–526.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ГАЙОТОВ ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ, МОНГОЛИЯ (МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ)

В.А. Симонов*, И.В. Гордиенко**, С.В. Ковязин*, Н.Э. Михальцов***

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

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

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

В последние годы было установлено, что в Джидинской зоне Палеоазиатского океана присутствуют структурно-вещественные комплексы энсиматической островной дуги, гайотов (симаунтов) и преддуговых и задуговых палеобассейнов. По своему положению и строению гайоты Джидинской зоны хорошо сопоставляются с раннепалеозойскими палеосимаунтами Горного Алтая [1, 3], а также с гайотами Тяньшаньского сектора Туркестанского палеоокеана [2].

Базальтовые породы гайотов Джидинской зоны в значительной степени преобразованы в ходе вторичных и метаморфических процессов. В связи с этим, для выяснения условий их формирования большое значение имеют исследования первичных магматогенных минералов. В частности, клинопироксены обычно равновесны с расплавом и соответственно несут значительное количество важной генетической информации. Расплавные включения в этих минералах содержат прямые сведения о параметрах магматических систем.

В сообщении приводятся новые данные о петрогенезисе гайотов Джидинской зоны, полученные с помощью анализа составов первичных магматогенных минералов и термобарогеохимических исследований. Составы клинопироксенов были определены на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro. Высокотемпературные эксперименты с расплавными включениями в пироксенах проводились в микротермокамере с инертной средой [5] на основе имеющихся методик [4, 6].

Наиболее представительные данные были получены в результате изучения образцов базальтов из Джидотского и Уригольского гайотов Джидинской зоны.

Фундамент *Джидотского гайота* состоит из базит-гипербазитовых блоков (представленных в основном апогарцбургитовыми серпентинитами) и мафических брекчий. Мелкие тела дунитов, пироксенитов и габбро среди гарцбургитов можно интерпретировать как жильную серию. Толща мафических брекчий объединяет серпентинитовые конгломераты и габбровые конгломерки. Выше по разрезу залегают следующие эффузивно-осадочные толщи [2].

Толща толеитовых базальтов сложена лавами, а также осадочными породами. В базальтах отмечаются реликты порфировых вкрапленников плагиоклаза, клинопироксена и оливина. Осадочная ассоциация представлена известняками и силицитами. По химическому составу базальты сопоставимы с толеитами срединно-океанических хребтов типа N-MORB.

Толща субщелочных базальтов объединяет дифференцированные вулканиты ряда: субщелочной оливиновый базальт – гавайит – трахиандезибазальт – трахит с петро- и геохимическими характеристиками пород субщелочной серии океанических островов. В строении толщи преобладают базальтовые лавы. Средние вулканиты обычно формируют мелкие потоки флюидальных лав. Для субщелочных базальтов характерен комплекс порфировых вкрапленников, представленных плагиоклазом, клинопироксеном, апатитом. В осадочной ассоциации толщи субщелочных базальтов преобладают известняки и силициты.

Клинопироксены в изученных базальтах Джидотского гайота (образец 225-1) представлены мелкими (до 0,3 мм) вкрапленниками. Анализ составов рассмотренных пироксенов показал, что они соответствуют переходным между авгитом и диопсидом разностям. По соотношению миалов (Wo около 40 %) минералы близки к данным для клинопироксенов, кристаллизовавшимся в присутствии воды при давлении 2 кбар.

Клинопироксены из базальтов Джидотского гайота, обладая повышенными содержаниями титана (до 0,77 мас. %) при одновременно значительных количествах FeO (до 8,29 мас. %), отличаются от пироксенов из базальтов срединно-океанических хребтов (MORB). По соотноше-

нию этих компонентов они располагаются между полями минералов из плюмовых базальтов океанических островов типа OIB и платобазальтов, образуя тренд с ростом TiO_2 и FeO от верхней границы MORB к OIB. На тройной диаграмме $SiO_2/100 - TiO_2 - Na_2O$ точки клинопироксенов располагаются в поле минералов океанических рифтов, частично попадая также в область субщелочных внутриплитных базальтов океанических островов типа OIB. Весьма информативны отношения различных катионов в клинопироксенах из базальтов. По соотношению $Ti - (Ca+Na)$ практически все изученные клинопироксены Джидотского гайота располагаются на границе между толеитами и щелочными породами. На диаграмме $(Ti+Cr) - Ca$ они соответствуют минералам из базальтов спрединговых зон.

Таким образом, составы клинопироксенов свидетельствуют о сложной истории развития магматических систем Джидотского гайота под влиянием глубинного плюма: от типичных океанических (N-MORB) к расплавам платобазальтов и океанических островов (OIB). Реальность такой комплексной картины петрогенезиса подтверждается данными по составам базальтов. В частности, сам образец 225-1, принадлежащий к толеитовым сериям, по низким содержаниям калия (0,03 мас. %), умеренным значениям титана (1,93 мас. %) и высокой железистости ($FeO/MgO=2,7$) соответствует плюмовым платобазальтам океанического плато Онтонг Джава (Тихий океан). По соотношению редких, устойчивых при вторичных процессах, элементов (Zr, Nb, Y) рассмотренный базальт располагается в области пород с плюмовым источником, совпадая с характеристиками океанических платобазальтов. Распределение редкоземельных элементов наиболее близко к данным по промежуточной (между толеитами и щелочными породами) серии Гавайских островов.

Основание *Уригольского гайота* сложено меланжем с блоками серпентинитов, полосчатых и изотропных габбро, габбро-пироксенитов, а также дайками габбро-долеритов и долеритов. Выше залегают следующие эффузивные толщи [2].

Толща подушечных лав с редкими дайками долеритов. По химическому составу породы представлены базальтами и андезитами субщелочной серии. С ростом содержания SiO_2 в рассматриваемых породах происходит уменьшение содержания кальция, железа, титана и накопление алюминия, что обусловлено более ранней кристаллизацией оливина, шпинели и авгита по сравнению с плаггиоклазом. Такой порядок кристаллизации характерен для щелочных базальтов океанических островов.

Толща субщелочных вулканитов, в составе которой установлены лавовые потоки базальтов, трахиандезитобазальтов и различные генетические типы вулканокластитов. По химическому составу породы толщи в целом близки предыдущей, но отличаются более высокими содержаниями TiO_2 и P_2O_5 . Характерной особенностью пород является их состав, отвечающий базальтам типа E-MORB.

Клинопироксены в рассмотренных образцах базальтов Уригольского гайота (образцы 259, 257, 248) наблюдаются в виде редких мелких (до 0,1–0,3 мм) зерен среди полностью преобразованной вторичными процессами матрицы. По своему составу пироксены из образца 259 отвечают авгиту, а для образцов 257 и 248 характерны переходные между авгитом и диопсидом разновидности. По соотношению минералов они, так же, как и пироксены Джидотского гайота, близки к данным для клинопироксенов, кристаллизовавшихся в присутствии воды при давлении около 2 кбар.

Клинопироксены из базальтов Уригольского гайота содержат в целом меньше титана, чем минералы Джидотского гайота, частично ассоциируют с данными по срединно-океаническим хребтам (MORB), располагаясь в основном в поле пироксенов из платобазальтов района океанического плато Онтонг Джава. Устанавливается положительный тренд увеличения TiO_2 (до 0,6 мас. %) с ростом FeO (до 11 мас. %). На тройной диаграмме $SiO_2/100 - TiO_2 - Na_2O$ точки клинопироксенов приурочены к полю минералов из океанических базальтов типа MORB. По соотношению $Ti - (Ca+Na)$ пироксены располагаются на границе между толеитами и щелочными породами.

Расплавные включения были найдены в клинопироксенах из образцов 259 и 257. Первичные включения (размерами 2–10 мкм) располагаются в основном равномерно по зерну пироксена. Формы включений изометричные, с некоторой огранкой. Включения многофазовые: светлые и темные кристаллики + рудные фазы + газовый пузырек.

Эксперименты в микротермокамере показали, что начиная с 350 °С содержимое некоторых

включений начинает темнеть, что свидетельствует о наличии флюидов. При температурах около 1000 °С часть включений взрывается, показывая повышенное давление летучих компонентов. В ходе нагрева в интервале температур 1105–1130 °С большинство включений становятся гомогенными. Таким образом, кристаллизация клинопироксенов Уригольского гайота происходила при температурах 1105–1130 °С из расплавов с повышенными содержаниями флюидных компонентов.

В целом, проведенные исследования клинопироксенов и расплавных включений показали сложную историю процессов формирования гайотов Джидинской зоны, происходивших в результате влияния глубинных плюмов на океаническую спрединговую кору. Новые минералогические и термобарогеохимические данные хорошо согласуются с петрохимической и геохимической информацией по базальтам и свидетельствуют о кристаллизации минералов из флюидонасыщенных магматических систем при температурах 1105–1130 °С.

Работа выполнена при поддержке Проекта № ОНЗ-10.1.

- [1] Гордиенко И.В., Филимонов А.В. Джидинская зона Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. – С. 63–66.
- [2] Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртогов О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде – палеозое // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 120–140.
- [3] Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Михальцов Н.Э. Состав и структурное положение урминской толщи позднего девона в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы по палеомагнитным данным // ДАН. – 2003. – Т. 388, № 5. – С. 651–655.
- [4] Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. – 247 с.
- [5] Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. – 1984. – № 12. – С. 97–110.
- [6] Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // J. Petrol. – 1994. – V. 35. – P. 1183–1211.

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВ ТУВЫ

*В.А. Симонов**, *А.В. Котляров**, *А.Б. Котов***

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

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

Офиолиты Тувы располагаются в центре Алтае-Саянской области, занимая тем самым ключевое положение среди структур Палеоазиатского океана. В связи с этим без детальных исследований данных комплексов нельзя обойтись при решении проблем ранних этапов эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса. Офиолитам Тувы посвящено значительное количество публикаций [1–8 и др.]. В то же время многие вопросы, связанные с условиями формирования этих палеоокеанических ассоциаций, остаются открытыми.

Петрологические и изотопно-геохимические исследования позволили получить значительный объем данных об офиолитах Западной, Южной и Восточной Тувы.

Офиолиты Западной Тувы. В составе офиолитов выделяются три основных блока: Актонракский (гипербазиты), Хопсекский (габброиды) и Шатский (гипербазиты + габбро + диабазовые дайки + вулканиты). Возраст вулканогенного комплекса офиолитов определяется как венд-кембрийский [5]: неопротерозой–кембрий.

Наиболее полный разрез офиолитов рассмотрен при исследовании Шатского массива, в составе которого значительную роль играют серии параллельных даек типа «дайка в дайке». Установлено, что в процессе спрединга дайковый комплекс эволюционировал от маломощных диабазовых даек к крупным дайковым телам габбро-диабазовых порфиритов.

По петрохимическому составу и по содержаниям титана, хрома и никеля породы дайкового комплекса Шатского массива практически соответствуют толеитам островных дуг. В то же время по распределению устойчивых при вторичных процессах редких элементов (Y, Zr, Nb) и по значениям отношений Zr/Nb (3,4–15,6) и La/Nb (1,4–2,0) они близки океаническим (N-MORB) базальтам. На диаграмме Y – Zr изученные дайки образуют тренд от примитивных островодужных пород к обогащенным базальтам задуговых бассейнов. Такое сложное сочетание геохимических характеристик свидетельствует о формировании офиолитов Западной Тувы в палеогеодинамических условиях, наиболее вероятно близких к ситуации развития системы островная дуга – задуговой бассейн.

Офиолиты Южной Тувы. В Агардагской офиолитовой зоне выделяются четыре блока: 1) Агардагский (гипербазиты основания офиолитов); 2) Карашатский (дунит-верлит-пироксениновый комплекс + габбро + дайки); 3) Тесхемский (дайки + лавы); 4) Чонсаирский (габбро + дайки). Возраст Агардагских офиолитов – 570 млн лет [3, 8].

Дайковые серии Карашатского и Чонсаирского участков по петрохимическим особенностям отвечают низкокальциевым толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов и осевой зоны Красного моря (N-MORB). Магматизм Тесхемского участка, судя по составу расплавных включений, испытывал явное влияние глубинного плюма. По соотношениям Zr/Nb-Zr, Y-Zr, Nb/Y-Zr/Y, Nb-Zr устанавливается эволюция магматизма офиолитов Южной Тувы от обогащенных плюмовым компонентом тесхемских расплавов, через промежуточные магмы Карашатского участка к расплавам N-MORB Чонсаирского участка. Данные по Nb, La, Th свидетельствуют о взаимодействии базальтовых расплавов с континентальной корой на определенной стадии развития Агардагского палеобассейна и показывают тренд изменения составов магм от обогащенных коровым материалом до примитивных базальтов N-MORB.

Приведенные данные подтверждают возможность формирования офиолитов Агардагской зоны в палеогеодинамических условиях развития рифтогенных структур с океанической корой [2, 5], представленных в настоящее время рифтами Красноморского региона (Красное море, Аденский залив, рифт Таджикистана) и окраинными морями Тихого океана (бассейн Вудларк). В целом, Агардагский палеобассейн формировался в ходе спрединговых процессов в результате

неопротерозойского (570 млн лет) растяжения, приуроченного к пассивной континентальной окраине. Фактически это рифтогенное окраинное море с океанической корой.

Офиолиты Восточной Тувы. В составе ассоциации выделяются: гипербазиты, габброиды, дайковый комплекс и эффузивно-осадочные серии. Датирование плагиогранитоидов U-Pb методом по циркону, проведенное в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург), позволило установить минимальный возраст офиолитов Восточной Тувы – 499 ± 16 млн лет.

По данным петрохимического анализа породы дайкового комплекса офиолитов разбиваются на две основные группы. Одна располагается на диаграммах в поле базальтов задуговых бассейнов (BABB), а другая приурочена к границе островодужных известково-щелочных серий (IACAB) и аномально обогащенных базальтов задуговых бассейнов (ABABB). Прослеживается тренд изменения петрохимических характеристик с падением калия и ростом титана со сменой типов пород: ABABB+IACAB → BABB → N-MORB. Подобная последовательность характерна для бассейнов западной части Тихого океана и в частности для бассейна Вудларк, где идет раскол субконтинентальной литосферы, сопровождающийся магматизмом типа ABABB, с последующим развитием рифтогенных структур и магматизмом типа BABB и далее типа N-MORB. По соотношению Y и Zr большинство данных по породам дайкового комплекса соответствуют как обычным базальтам типа BABB, так и обогащенным типа ABABB.

Полученные данные свидетельствуют о том, что офиолиты формировались в условиях задугового бассейна. Учитывая широкое развитие дайкового комплекса и определенные черты сходства составов пород с базальтами бассейна Вудларк, можно вполне обоснованно говорить, что магматические комплексы офиолитов Восточной Тувы образовывались в ходе спрединговых процессов при расколе субконтинентальной литосферы и формировании рифтогенных структур окраинного моря в переходной зоне Палеоазиатский океан – древний континент. Судя по полученному возрасту (500 млн лет), офиолиты Восточной Тувы формировались позже офиолитовых комплексов Южной Тувы.

В целом, проведенные исследования показали, что офиолиты Западной, Южной и Восточной Тувы формировались на рубеже неопротерозой–кембрий в палеогеодинамических условиях, наиболее близких к системам современных окраинных морей и задуговых бассейнов на западе Тихого океана. Наличие дайковых комплексов прямо свидетельствует о процессах растяжения, характерных для зон спрединга и новообразования коры в морских бассейнах. Петрохимические и геохимические данные говорят о сложной истории развития магматических систем, эволюционирующих в итоге к расплавам типа N-MORB рифтогенных структур с океанической корой.

Работа выполнена при поддержке Проекта № ОНЗ-10.1.

- [1] Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. – 400 с.
- [2] Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 9. – С. 952–967.
- [3] Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. – 2003. – Т. 11, № 5. – С. 491–511.
- [4] Котляров А.В., Симонов В.А. Геологическое строение и особенности формирования офиолитов Каахемского пояса (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. – С. 35–39.
- [5] Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. – М.: ГЕОС, 2002. – 294 с.
- [6] Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 295 с.
- [7] Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). – Новосибирск: ОИГМ СО РАН, 1993. – 247 с.
- [8] Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I., Kroner 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. – V. 143. – P. 154–174.

СИНКОЛЛИЗИОННЫЙ ЩЕЛОЧНО-БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ОЛЬХОНСКОЙ СИСТЕМЫ

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

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

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

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

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

Синколлизийные габброиды обнаружены в последние годы в северной и центральной частях Приольхонья (район полуострова Крест и структура Овал [2]), в районе Тажеранского массива сиенитов [4] и в северной части острова Ольхон [1, 3]. В двух последних случаях габброиды относятся к субщелочному типу и обнаруживают геохимическое сходство.

Тажеранский массив располагается в эпицентре крупной сдвиговой петли, образованной метаморфическими породами. Кроме сиенитов и нефелиновых сиенитов, в строении района участвуют породы рамы (амфиболиты, мраморы, кварциты), а также субщелочные габброиды, прорывающие сиениты и выделенные в составе поздней фазы тажеранского комплекса. Субщелочные габброиды составляют до 20 % всего объема магматических пород. Обычно они образуют крутопадающие дайковые тела северо-восточного простирания, однако нередко, в полях распространения бруситовых мраморов, имеют и весьма причудливую форму с ответвлениями и заливами [4]. Многочисленные признаки свидетельствуют об их рвущих взаимоотношениях с сиенитами Тажеранского массива. Степень структурной переработки базитов, компонентами которых являются клинопироксен, амфибол, биотит и плагиоклаз, обычно очень высокая, однако при детальном петрографическом исследовании были выявлены реликтовые участки с офитовой и порфиритовой структурами. Для габброидов характерны положительные корреляции кремнезема со щелочами и магнезии с глиноземом при положительной корреляции окисей магния и кальция [4]. Это позволяет предположить, что разнообразие состава субщелочных габброидов обусловлено фракционной кристаллизацией трахибазальтовой магмы и вариацией содержания породообразующих минералов, главным образом плагиоклаза и клинопироксена. От габброидов бирхинского габбро-монзонит-сиенитового комплекса, массивы которого расположены в 5–12 км к юго-западу от Тажеранского массива, субщелочные габброиды тажеранского комплекса отличаются повышенными концентрациями щелочей и окиси титана и пониженным содержанием окиси кальция при близких содержаниях кремнекислоты, глинозема и магнезии, что позволяет надежно различать породы этих комплексов по составу.

Содержания редкоземельных элементов в субщелочных габброидах на порядок превышают их концентрации в сиенитах, что свидетельствует против модели образования сиенитов как дериwатов щелочногабброидной магмы. Отношение La_n/Yb_n в них варьируется от 8 до 10, значимые аномалии отсутствуют [4].

Субщелочные габброиды северной части о. Ольхон [3] встречаются в составе комбинированных даек в метаморфической толще и распространены на отрезке скалистого побережья Байкала протяженностью около 7 км. В составе комбинированных даек резко преобладают базиты, граниты слагают узкие зоны в контактовых частях даек и маломощные прожилки неправильной формы в базитах центральных частей даек. Дайки субконформны метаморфической полосчатости вмещающей толщи и в разной степени вовлечены в процессы складкообразования, базитовые породы даек изменены нацело, первичных магматических минералов не сохранилось.

По химическому составу субщелочные габброиды о. Ольхон аналогичны субщелочным габброидам Тажеранского массива, что позволяет предположить единство их генезиса. Содержания редкоземельных элементов в габброидах Ольхона также совпадают с их содержаниями в наиболее бедных редкими землями субщелочных габброидах Тажерана, не показывая никаких

аномалий. По содержанию редких элементов субщелочные габброиды о. Ольхон отличаются от субщелочных габброидов Тажерана только повышенными содержаниями тантала и ниобия и выраженной отрицательной стронциевой аномалией.

Проведенные изотопные U-Pb исследования трех навесок цирконов из гранитов комбинированных даек свидетельствуют, что возраст их кристаллизации составляет 461 ± 2 млн лет. С учетом близости состава субщелочных габброидов района Тажеранского массива и о. Ольхон, этот возраст можно принять для тажеранских габброидов. Это согласуется с рвущими соотношениями даек субщелочных габброидов с сиенитами Тажеранского массива, имеющими возраст 471 ± 5 млн лет (циркон, U-Pb метод, [4]).

Работа выполняется при финансовой поддержке Интеграционной программы ОНЗ и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)», РФФИ (гранты 08-05-00177, 08-05-00302) и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.» (госконтракт № 02.740.11.0446).

- [1] Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Скляр Е.В., Федоровский В.С. Береговые скалы острова Ольхон: геологические исследования по льду Байкала // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2004. – С. 183–188.
- [2] Скляр Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизийной структуры Западного Прибайкалья // ДАН. – 2001. – Т. 381, № 4. – С. 522–527.
- [3] Скляр Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. – 2006. – № 2. – С. 47–64.
- [4] Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеев А.М. Карбонатиты в коллизийных обстановках и квазикрбонатиты Ольхонской коллизийной системы // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 12 (в печати).

КАРБОНАЛИТЫ – НЕ КАРБОНАТИТЫ, НО И НЕ СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (на примере Ольхонской коллизионной системы)

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

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

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

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

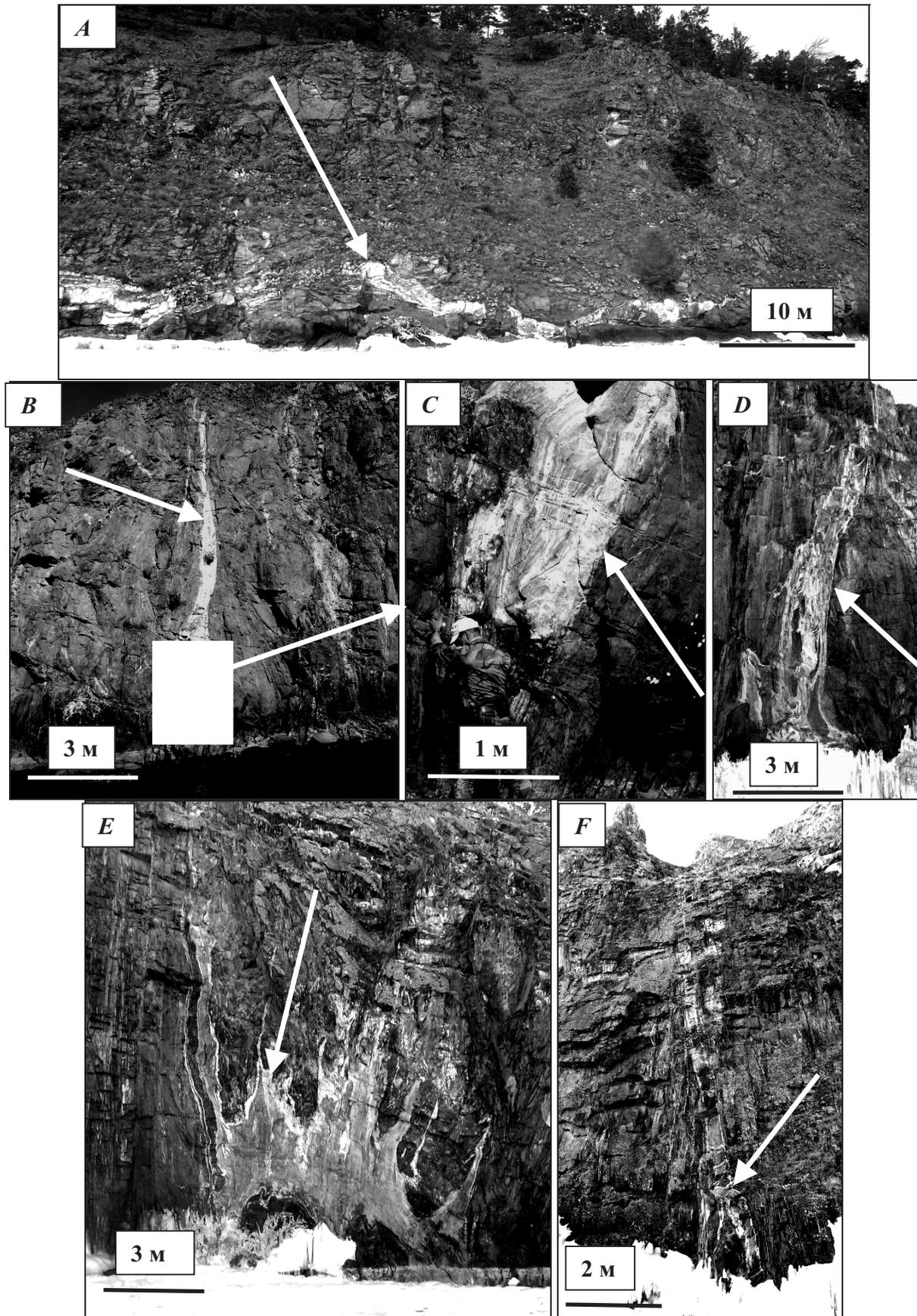
****Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alavr@uiggm.nsc.ru

В пределах Ольхонской коллизионной системы широко распространены карбонатные породы, представленные кальцитовыми, в меньшей степени доломитовыми мраморами. Их линейная форма (в большинстве случаев) была одной из важнейших причин укоренившегося заблуждения о стратификации метаморфических толщ и о возможности выделения стратиграфических свит или серий. Работами В.С. Федоровского и др. [3, 5] было однозначно обосновано положение о тектонической природе линейных тел карбонатного, гнейсового или базитового состава. Также впервые был введен термин «карбонатный меланж» для тел мраморов с многочисленными угловатыми или окатанными обломками (размером от нескольких миллиметров до десятков метров) силикатных пород самого разнообразного состава [4]. Во многих случаях этот состав полностью коррелируется с составом контактирующих пород, но иногда наблюдается и более сложная картина, когда явные аналоги ассоциирующих метаморфических толщ в мраморном меланже отсутствуют. Работы последних лет [2] выявили более сложные соотношения карбонатных и силикатных пород, не вписывающиеся в рамки представлений нововведенного термина. Оказалось, что в разных геологических ситуациях морфология и соотношения карбонатов с контактирующими силикатными породами более всего соответствуют типичным магматическим дайкам и штокам, однако минеральный состав и геохимические данные (пока немногочисленные) магматических по характеру проявления карбонатных тел далеки от описанных проявлений карбонатитового магматизма. Мы предлагаем для таких пород термин «карбоналиты» по аналогии с пироксенолитами, которые имеют тот же минеральный состав, что и пироксениты, однако их магматическое происхождение находится под большим сомнением [1].

В Приольхонье и на острове Ольхон выделяется три типа карбонатных образований, имеющих внешние признаки магматического внедрения: (1) зоны мраморного меланжа; (2) жильные тела бруситовых мраморов вместе с ассоциирующими форстерит-шпинелевыми кальцифирами в сиенитах и габброидах Тажеранского массива и (3) жильные тела кальцитовых и доломитовых мраморов в метаморфических породах (амфиболитах), а также габброидах бирхинского комплекса.

(1) Зоны мраморного меланжа разнообразны по конфигурации, мощности карбонатов и составу силикатных обломков [4]. Они могут представлять собой краевые части мощных пластин мраморов или слагать самостоятельные тела варьирующей мощности (от нескольких до сотен метров). По составу силикатных обломков они подразделяются на мономиктовые (например, только контактирующие амфиболиты) или полимиктовые (гнейсы, гранулиты базитового состава, кварциты, габброиды и т.п.). В некоторых случаях в составе обломков меланжа присутствуют силикатные породы, отсутствующие в контактирующих с мраморами породных комплексах.

(2) Тела бруситовых мраморов (аподолмитовые мраморы по [1]) рассматривались в качестве ксенолитов в сиенитах, однако во многих случаях они представляют собой жильные тела, секущие сиениты [2]. Недеформированность изометричных выделений брусита в таких жилах и отсутствие структурирования в мраморах противоречат их более поздней протрузивной природе. Кроме того, в пределах массива выявлены взаимоотношения нефелиновых сиенитов и бруситовых мраморов, соответствующие по характеру проявления карбонатно-силикатному минг-



Фотографии карбонатных жил в Приольхонье (пояснения в тексте).

лингу [2]: бруситовые мраморы насыщены разноразмерными (от 0,5 до 30,0 м) включениями Ne-сиенитов округлой формы. В контактовых зонах последних отсутствуют следы деформаций, но повсеместно распространены скарны разнообразного состава, фиксирующие процессы метасоматических процессов на контакте силикатной и карбонатной сред.

(3) Жильные тела доломитовых и кальцитовых мраморов выявлены в береговых обнажениях Байкала на отрезке Тажеранская бухта – Бугульдейка среди породных комплексов разного состава (рисунок). Наиболее протяженная пологопадающая жила доломитовых мраморов зафиксирована в габброидах Крестовского массива. При мощности, не превышающей двух метров (рисунок, А), она прослежена на расстояние свыше 100 м. Чаше подобные жилы, мощностью от 0,5 до 3,0 м, встречаются в амфиболитах. Эти жилы субконформны полосчатости в амфиболитах, однако их секущее положение по отношению к вмещающим породам достаточно очевидно (рисунок, В, С, D, F). Иногда в мраморах наблюдается тонкая полосчатость (рисунок, С), конформная контактам жил. Основная масса жил сложена серыми или темно-серыми мраморами (рисунок, D, E, F), в то время как краевые части жилы сложены белыми мраморами. Форма жил в ряде случаев может быть очень причудливой (рисунок, E). Характер проявления мраморных жил свидетельствует об их синтетектонической (синколлизийной) природе. Можно предполагать гораздо более широкую распространенность карбонатных жил в Приольхонье, однако их однозначная идентификация возможна только в условиях скальных обнажений.

Вопрос о природе внедрения карбонатных жил (вязко-пластическое течение, карбонатный расплав) требует дальнейшего изучения. Пока можно отметить два важных момента: (а) коровое происхождение карбонатов; (б) вязкость карбонатов, сопоставимую с вязкостью силикатных расплавов, судя по структурно-текстурным особенностям. Подобные явления, хотя и достаточно редки, но не уникальны, и, в частности, в каледонидах Норвегии описаны дайки мраморов [6], для которых предполагается внедрение в расплавленном состоянии.

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

- [1] Конец А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. – Новосибирск: Наука, 1974. – 246 с.
- [2] Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеев А.М. Карбонатиты в коллизийных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизийной системы // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 12 (в печати).
- [3] Федоровский В.С. Геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона. Масштаб 1:100000. – М.: Изд-во ГГМ им. В.И. Вернадского РАН, 2004.
- [4] Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. – 1993. – № 4. – С. 30–45.
- [5] Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизийных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. – 1995. – № 3. – С. 3–22.
- [6] Roberts D., Zwaan K.B. Marble dykes emanating from marble layers in an amphibolite-facies, multiply-deformed carbonate succession, Troms, Northern Norway // Geological Magazine. – 2007. – V. 144, № 5. – P. 883–888.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ВОДОСБОРНОГО БАССЕЙНА КАК ОСНОВНОЙ ФАКТОР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИТОКАХ ОЗЕРА БАЙКАЛ

О.А. Склярова*, Е.В. Скляров**

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

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

В последние десятилетия изучение поведения редкоземельных элементов (РЗЭ) в речных системах получило широкое распространение [3, 5]. Три основных характеристики определяют полезность использования редкоземельных элементов в качестве «трассерных»: 1) абсолютные значения концентраций РЗЭ, контролируемые уровнем содержаний РЗЭ в породах водосборного бассейна, продолжительностью взаимодействия вода-порода и физико-химическими параметрами природных вод (рН, t, TDS и др.); 2) тип нормированных кривых РЗЭ, зависящий как от состава пород водосборного бассейна, так и от их фракционирования в процессе эволюции природных вод (отношения La_N/Yb_N и Tb_N/Yb_N); 3) аномальное поведение отдельных лантаноидов (Ce, Eu).

При возрастающем интересе к геохимии крупных и малых речных систем в разных регионах мира публикации по российским рекам весьма ограничены [1, 3], особенно в отношении малых водотоков. Поэтому было предпринято изучение малых притоков Байкала. В июле 2007 г., в сжатый временной интервал (12 дней), при среднем уровне воды в реках проведено опробование 56 притоков озера Байкал (рис. 1). Образцы отбирались в устьевой части рек, в местах наибольшего течения, с глубины 0,2–0,5 м. Определение микроэлементного состава воды выполнено в Байкальском аналитическом центре коллективного пользования ЦКП ИНЦ СО РАН, методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Finnigan Element-2 фирмы Thermo Electron® с низкими пределами обнаружения (на уровне 1 нг/дм³ и ниже).

Все притоки озера Байкал находятся в одной климатической зоне, во внутриконтинентальной области, и формируют свой состав в условиях горно-таёжной местности за счет атмосферных осадков и подземного питания. Сильно расчлененный рельеф создает широкие различия в условиях увлажнения территории. Средняя температура воздуха в зимний период (январь–февраль) около –19 °С, в августе – около 11 °С. Впадина Байкала окружена со всех сторон горными хребтами, сложенными различающимися геологическими комплексами: с западной стороны это Приморский (раннепротерозойские гранитоиды и осадки чехла Сибирской платформы), Байкальский (вулканы и интрузивы раннепротерозойской акитканской серии), хребты вдоль восточного побережья – Баргузинский и Улан-Бургасы (в обоих преобладают позднепалеозойские гранитоиды Ангаро-Витимского батолита). С юга к озеру примыкает хребет Хамар-Дабан (геологически очень гетерогенный), а на юго-западной оконечности обнажается раннедокембрийский Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона (Олхинское плато). В соответствии с этим исследованные притоки озера Байкал были разделены на шесть групп (рис. 1).

Вода всех притоков Байкала пресная, богатая кислородом, по химическому составу преимущественно гидрокарбонатная кальциевая. Самые низкие значения общего количества растворенных солей характерны для рек, стекающих с Байкальского хребта, 12–27 мг/дм³, а самые высокие – для рек, берущих начало в отрогах Приморского хребта, – 87–279 мг/дм³. Значительные различия в содержании органического углерода наблюдаются для рек Олхинского плато (9,5–19,7 мг/дм³) и всех остальных притоков Байкала (1,5–4,8 мг/дм³), имеющих близкие значения с Байкальской водой (3,46–2,86 мг/дм³). Вода большинства исследованных рек имеет слабощелочную реакцию, величина рН варьируется в пределах 7,1–8,6.

На рис. 2 показаны кривые нормированных содержаний РЗЭ в водах притоков и в преобладающих породных комплексах водосборных бассейнов. Наиболее близкие концентрации и распределение РЗЭ относительно остальных групп притоков главных структур Прибайкалья показывают ручьи Олхинского плато (рис. 2). В воде этих небольших рек, богатых органическим

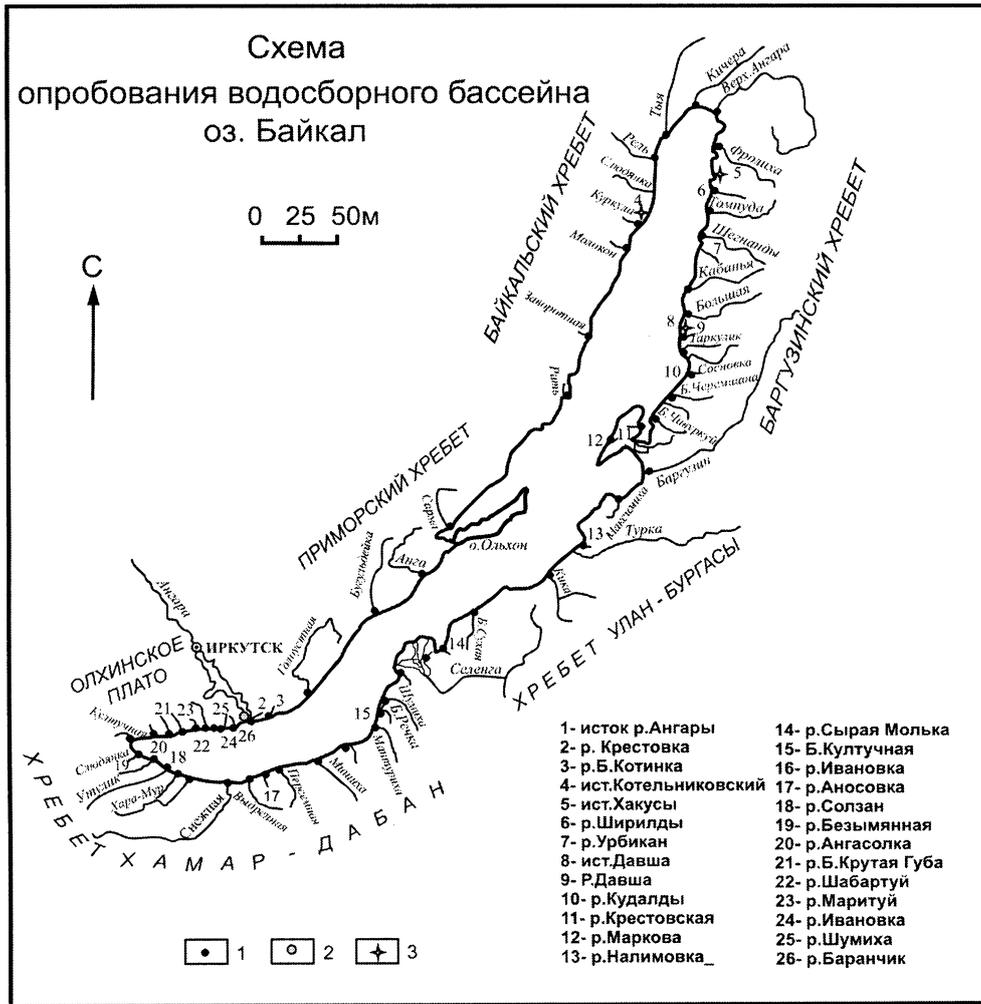


Рис. 1. Схема опробования притоков оз. Байкал. 1 – станции опробования притоков; 2 – исток р. Ангары; 3 – термальные источники.

веществом, отмечаются высокие концентрации редкоземельных элементов ($\sum \text{РЗЭ средн.} = 1,03 \text{ мкг/дм}^3$; $\sum \text{РЗЭ макс.} = 1,76 \text{ мкг/дм}^3$; $\sum \text{РЗЭ мин.} = 0,60$), а графики, нормализованные по РААС содержаний РЗЭ, обеднены легкими РЗЭ ($[\text{La/Tb}]_{\text{РААС}} = 0,43\text{--}0,80$; $[\text{La/Yb}]_{\text{РААС}} = 0,46\text{--}0,80$). Подобное распределение редкоземельных элементов отмечается и для воды притоков, стекающих с Приморского хребта (средние значения отношений $[\text{La/Tb}]_{\text{РААС}} = 0,56$; $[\text{La/Yb}]_{\text{РААС}} = 0,72$). В контрасте с таким распределением находится фракционирование РЗЭ воды притоков отрогов Байкальского хребта ($[\text{La/Tb}]_{\text{РААС}} = 1,47\text{--}2,21$; $[\text{La/Yb}]_{\text{РААС}} = 1,59\text{--}3,42$) и особенно притоков, дренирующих гранитоиды Ангаро-Витимского батолита (Баргузинский хребет) ($[\text{La/Tb}]_{\text{РААС}} = 1,01\text{--}3,59$; $[\text{La/Yb}]_{\text{РААС}} = 1,35\text{--}10,48$). Тренды распределения нормализованных по РААС содержаний в этих притоках имеют общий отрицательный уклон.

Самые значительные вариации в содержаниях и распределении редкоземельных элементов отмечаются в воде южных притоков Байкала, стекающих с хребта Хамар-Дабан (рис. 2). Так, при $\sum \text{РЗЭ средн.} = 0,48 \text{ мкг/дм}^3$ максимальными концентрациями ($\sum \text{РЗЭ} = 1,33 \text{ мкг/дм}^3$) характеризуется вода реки Утулик, а минимальными ($\sum \text{РЗЭ} = 0,07 \text{ мкг/дм}^3$) небольшой приток на юго-западной оконечности Байкала – река Слюдянка.

Несколько рек, стекающих с хребтов Улан-Бургасы и Хамар-Дабан, обогащены средними редкоземельными элементами, и их распределение выглядит как выпуклая кривая, подобная для рек, дренирующих породы с высоким содержанием фосфатов [5]. Так, например, для южных притоков Снежной и Утулик величины отношений $[\text{La/Tb}]_{\text{РААС}} = 0,69$ и $0,49$, а отношение $[\text{Tb/Yb}]_{\text{РААС}} = 1,78$ и $2,37$, соответственно. Часть притоков, берущих начало в отрогах Байкаль-

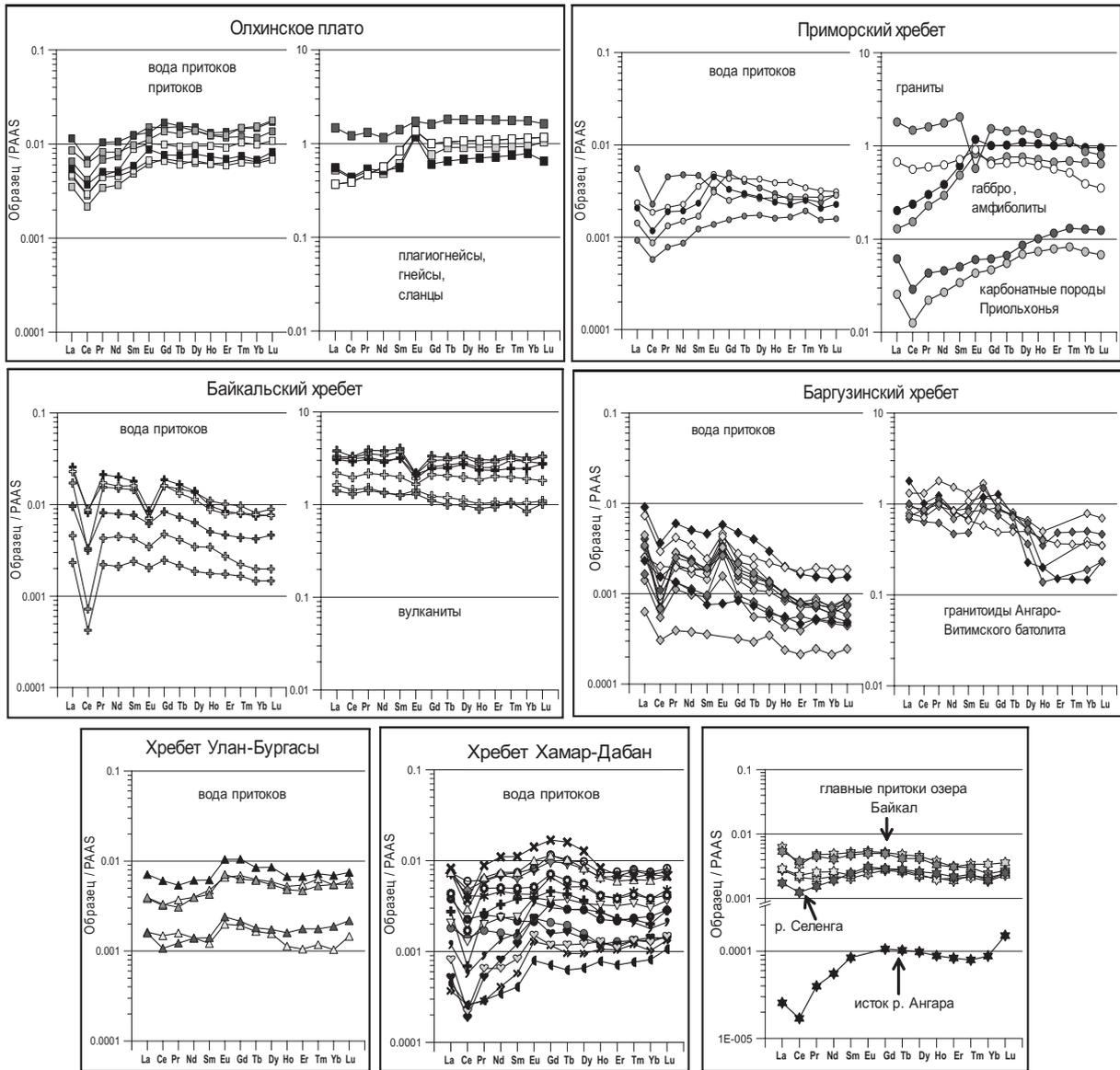


Рис. 2. Распределение РЗЭ в воде притоков озера Байкал и преобладающих комплексах водосборных бассейнов.

ского хребта (Рель и Слюдянская), имеют самые высокие концентрации РЗЭ ($La=0,699 \text{ мкг/дм}^3$; $Tb=0,010 \text{ мкг/дм}^3$), $\Sigma \text{ РЗЭ}$ в этих притоках выше 2 мкг/дм^3 .

Для воды всех притоков озера Байкал и истока р. Ангары на спектрах распределения редкоземельных элементов отмечается наличие отрицательной Се аномалии. Ее величина варьируется в широких пределах ($Se^*=0,10-0,97$). Самыми значительными отрицательными аномалиями Се характеризуется вода рек, стекающих с Байкальского хребта, где $Se^*=0,10-0,38$, а $Se^*=0,77-0,97$ отмечается в образцах воды рек хребта Улан-Бургасы. Для крупных притоков озера Байкал отрицательная аномалия Се невелика, ее среднее значение составляет 0,88.

Для перехода Eu (III) в Eu (II) в водной среде требуются высокие давления, восстановительная среда и высокая температура, соответствующие гидротермальным условиям [2]. При низких температурах поверхностных условий поведение европия не должно отличаться от поведения соседних лантаноидов, тем не менее на графиках распределения редкоземельных элементов в воде притоков Байкальского хребта отмечается отчетливая отрицательная аномалия Eu, а в образцах воды притоков, дренирующих гранитоиды Баргузинского хребта, и части южных притоков озера Байкал (хребт Хамар-Дабан) наблюдается наличие положительной анома-

лии Eu. Аномалии Eu на графиках распределения редкоземельных элементов ранее отмечались в образцах подземных вод в гранитных и вулканических массивах [4].

Сопоставление распределения РЗЭ в притоках озера Байкал и в преобладающих породных комплексах водосборных бассейнов свидетельствует о том, что состав исходных пород является основным фактором в распределении РЗЭ в растворенном веществе речной воды. Физико-химические параметры (рН и минерализация) имеют второстепенное значение, но оказывают влияние на абсолютные концентрации РЗЭ. Крупные речные системы бассейна озера Байкал, такие, как Селенга, Баргузин, Верхняя Ангара, формируют состав воды на огромной площади притоками, дренирующими различные геологические структуры, и могут характеризоваться только усредненным распределением РЗЭ. Аномалии Eu на графиках распределения редкоземельных элементов являются непосредственной характеристикой водосборного бассейна и наследуются притоками при взаимодействии воды с вулканическими породами (Байкальский хребет) и гранитоидами (Баргузинский хребет и хребет Хамар-Дабан).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00884-а), Интеграционных программ Президиума СО РАН № 88 и № 38 и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.» (госконтракт № 02.740.11.0446).

- [1] Бобров В.А., Ходжер Т.В., Гранина Л.З., Мельгунов М.С., Колмогоров Ю.П., Пословина А.Л. Редкоземельные элементы в золотой и речной взвеси в регионе озера Байкал // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 1–2. – С. 267–277.
- [2] Michard A. Rare earth elements systematics in hydrothermal fluids // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1989. – V. 53. – P. 745–750.
- [3] Pokrovsky O.S., Schott J. Iron colloids/organic matter associated transport of major and trace elements in small boreal rivers and their estuaries (NW Russia) // *Chemical Geology.* – 2002. – V. 190. – P. 141–179.
- [4] Ronnback P., Astrom M., Gustafsson J.P. Comparison of the behavior of rare earth elements in surface waters, overburden groundwaters and bedrock groundwaters in two granitoidic settings, Eastern Sweden // *Applied Geochemistry.* – 2008. – V. 23. – P. 1862–1880.
- [5] Sholkovitz E.R. The geochemistry of rare earth elements in the Amazon River estuary // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1993. – V. 57. – P. 2181–2190.

КОНЦЕНТРИРОВАНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В МАЛЫХ БАССЕЙНАХ: СООТНОШЕНИЕ ПРОЦЕССОВ РАСТВОРЕНИЯ И ЭВАПОРИТИЗАЦИИ (на примере системы малых озер Ингодинской впадины)

О.А. Складорова, Е.В. Складоров**, Ю.В. Меньшагин***

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

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

Возрастающий интерес к малым озерам определяется в немалой степени их экономическим потенциалом. Даже при незначительных концентрациях полезных компонентов их добыча становится более рентабельной, поскольку в отличие от традиционных технологий извлечения из горных пород исключаются дорогостоящие и экологически грязные этапы отработки шахт, карьеров или россыпей, дробления пород, предварительного концентрирования и последующего перевода металлов в раствор. Практический интерес пока представляет только литий и бром, хотя для некоторых озер прогнозные оценки сделаны и на В, Rb, Cs [2]. Салары типа южноамериканских и металлоносные озера типа тибетских в России не известны, и их нахождение на юге Сибири маловероятно вследствие отличающихся геологических и климатических условий. Наиболее экологически безопасным могло бы стать селективное извлечение полезных компонентов из периодически пересыхающих озер, широко распространенных на юге Сибири и Монголии [1], что требует геохимического исследования таких озер и отработки технологий извлечения. При этом очень важным является изучение характера накопления микроэлементов в озерных водах для конкретных озерных систем. Поступление «полезных компонентов» в озерные воды контролируется главным образом питающими подземными и поверхностными водами, а дальнейшее их концентрирование определяется преимущественно процессами эвапоритизации. В свою очередь, насыщение питающих вод микроэлементами во многом зависит от степени их извлечения из горных пород, контролируемой процессами взаимодействия водопорода. Таким образом, изучение микроэлементов в подземных и поверхностных водах, питающих озера, позволяет оценить характер их накопления по мере увеличения солености воды, а изучение малых озер – оценить уровни концентрирования микроэлементов в воде при процессах эвапоритизации. Именно это мы постарались сделать для системы малых озер Ингодинской впадины.

Межгорная Ингодинская впадина (рис. 1), ограниченная с севера Яблоновым хребтом, а с юга – хребтом Черского, сложена верхнемеловыми отложениями, мощность которых местами превышает 2 км. Рельеф в пределах впадины достаточно однообразен и представлен равниной с мелкосопочными холмами. По климатическим условиям исследуемая территория относится к зоне семиаридного климата со степным ландшафтом. В пределах впадины известно более 20 озер, большей частью бессточных, с неустойчивым гидрологическим режимом, среди которых преобладают озера с очень малыми размерами. Озера занимают плоские, мелкие котловины, большей частью округлой или овальной формы, расположенные в незначительных депрессиях рельефа. В непосредственной близости от некоторых озер расположены низкодебитные родники, в обводненные сезоны являющиеся частью временных водотоков с протяженностью в несколько километров, реже до 10–15 км.

В августе 2005 г. после длительного отсутствия дождей были опробованы десять озер, три родника, четыре ручья, скважина в п. Борзой и р. Ингода. Расположение станций отбора показано на рис. 1. Микроэлементный состав определялся на масс-спектрометре ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Германия) в аналитическом центре коллективного пользования ИИЦ СО РАН. Возможности метода позволили определять содержания следующих микроэлементов: Li, B, Al, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Ag, Y, Zr, Mo, Sb, Cs, Ba, REE, W, Pb, Th, U.

В ионном составе подземных и поверхностных вод Ингодинской впадины преобладают гидрокарбонаты с широким диапазоном вариаций катионного состава: от существенно кальциевых (11, 12, 14, 15 на рис. 1), кальциево-магниево-натриевых (13, 18 на рис. 1) до натриевых

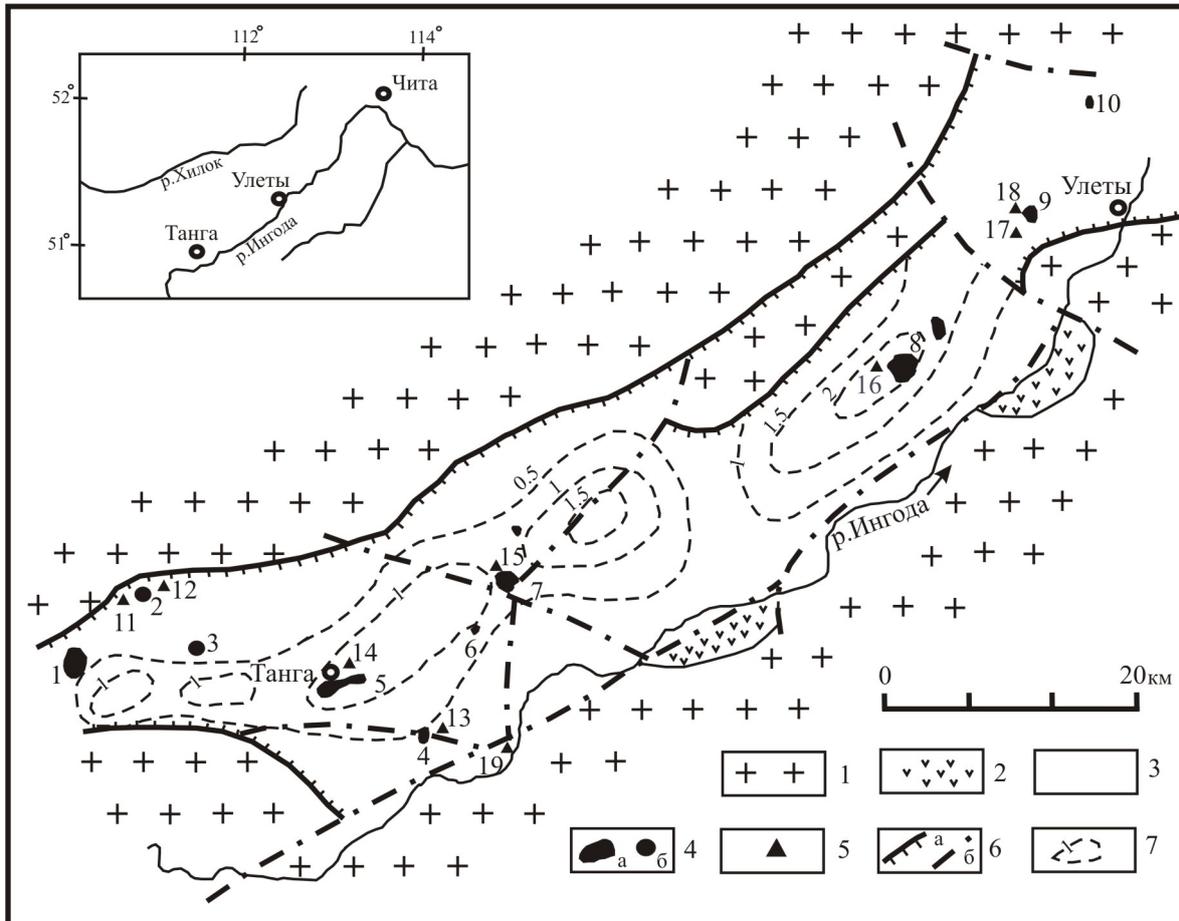


Рис. 1. Схема расположения малых озер, родников и ручьев Ингодинской впадины. 1 – палеозойские и мезозойские магматические и метаморфические породы обрамления впадины; 2–3 – нижнемеловые осадочные (3) и вулканогенные (2) породы впадины; 4 – озера с реальными размерами (а) и показанные вне масштаба (б); 5 – опробованные родники и ручьи; 6 – сбросы (а) и прочие разломы (б); 7 – изолинии мощности нижнемеловых отложений впадины (в км). Цифрами на схеме показаны озера (1–10): Арей (1), Солонцовое (2), Дмитровское (3), Салия (4), Танга (5), Лебединое (6), Николаевское (7), Доронинское (8), Большой (9) и Хужарное (10), родники и ручьи, питающие озера (11–18) и р. Ингода (19).

(16, 17 на рис. 1). Общее количество растворенных солей также варьируется в широких пределах: здесь встречаются ультрапресные воды с TDS=54 мг/л в ручье, впадающем в озеро Салия, и солоноватые с TDS=1193 мг/л в ручье Калитиха, впадающем в Доронинское озеро (16 на рис. 1).

В ручьях и родниках содержания большинства микроэлементов различаются на один–два порядка, вариации в пределах одного порядка наблюдаются для В, Al, Co, Ni, Se, Sr, Mo, Zr, REE, Th, W. Высокие концентрации характерны для стронция (до 1470 мкг/л). Содержания Li, Fe, Ba варьируются от n мкг/л до $n \times 100$ мкг/л, Al и В $n - n \times 10$ мкг/л, Rb, As, Ni, Zn, Mo $n \times 0,1 - n$ мкг/л. Самые значительные вариации содержаний в воде ручьев и родников отмечаются для U ($n \times 0,01 - n \times 10$ мкг/л). Остальные элементы присутствуют в количествах, не превышающих $n \times 0,1$ мкг/л. Большинство из них обнаруживают тенденцию к увеличению концентраций с ростом минерализации (рис. 2), при этом наиболее четкие корреляции характерны для Sr, U, Ge, Se и As.

Озера, расположенные в Ингодинской впадине, имеют широкий диапазон вариаций минерализации – от пресных, с общим количеством растворенных солей 100–500 мг/л, до солоноватых и соленых озер (TDS > 1000 мг/л) и даже рапного озера Хужарное, с минерализацией > 100 г/л. Большинство исследованных озер относится к щелочному содовому типу, с вариациями pH от 9,40 до 10,12. В анионном составе исследованных озер преобладают карбонатные ионы с

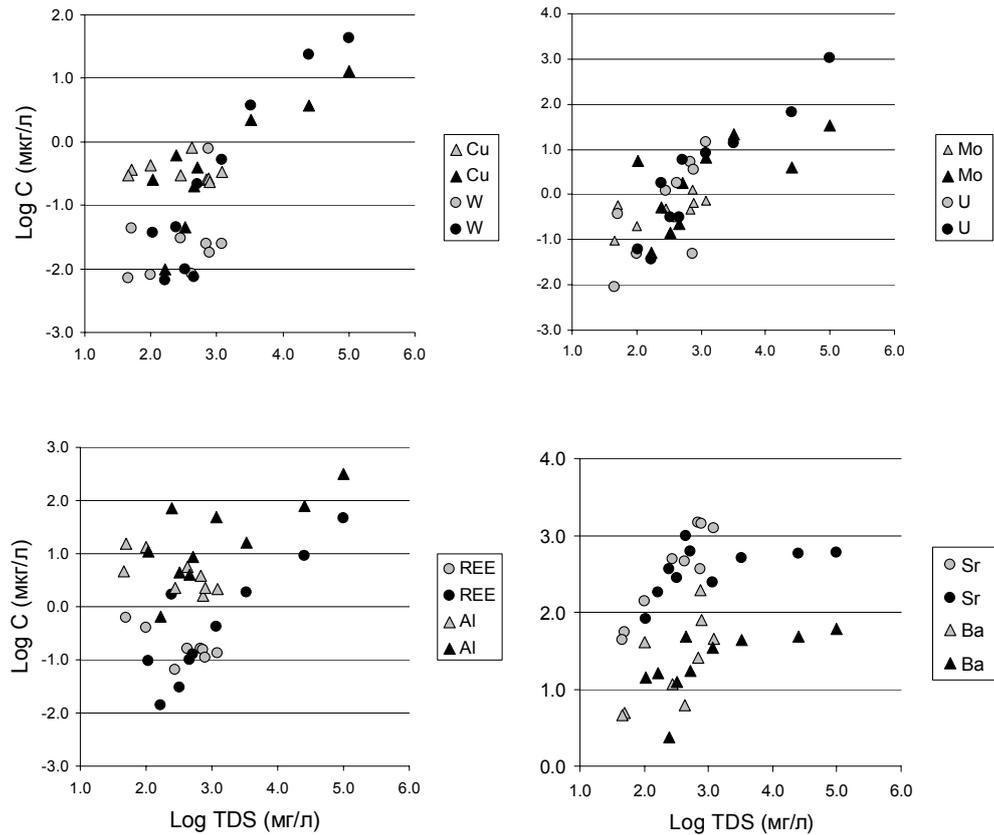


Рис. 2. Содержание микроэлементов в малых озерах Ингодинской впадины и питающих их водах (черный цвет – озера, серый цвет – питающие их воды).

существенным вкладом хлоридных ионов в озере Большой и сульфатных в озерах Солонцовое и Хужарное. Натрий является доминирующим катионом в воде озер с минерализацией выше 500 мг/л.

Концентрации микроэлементов в озерных водах варьируются в очень широких пределах (до 4–5 порядков) в зависимости от общего количества растворенных солей (рис. 2). При этом в пресных озерах уровни содержаний примерно те же, что и в поверхностных водах, а для воды солоноватых и соленых озер наблюдается резкое увеличение концентраций большинства элементов. Максимальные содержания (до тысячи мкг/л) отмечаются для Li, Fe, U, для Al, V, As, Se, Sr, Zr концентрации могут составлять сотни мкг/л, для Th, W, Mo, Y, Rb, REE, Ge – десятки мкг/л, а для Pb, Sb, Ga, Ni, Co – единицы мкг/л.

Концентрирование микроэлементов в озерных водах Ингодинской впадины определяется двумя основными механизмами: извлечением их из горных пород подземными и поверхностными водами при взаимодействии вода-порода и эвапоритизацией, приводящей к концентрированию основных компонентов вод, а также большинства микроэлементов. Остальными возможными источниками микроэлементов (атмосферные осадки, антропогенное загрязнение, поступление с глубинными водами) можно пренебречь, поскольку: а) озера расположены на компактной площади с близкими геологическими и географическими условиями; б) атмосферные осадки имеют малую минерализацию (до 12 мг/л) и являются, скорее, факторами разбавления озерных вод; в) район малозаселенный; г) термальные или минеральные источники на рассматриваемой территории не выявлены. Таким образом, исследуя поведение микроэлементов в питающих поверхностных и подземных водах, мы можем оценить характер поведения микроэлементов при взаимодействии вода-порода, а в озерных водах – при процессах эвапоритизации.

Рассматривая поведение микроэлементов по мере увеличения солености исследованных вод, отметим общую тенденцию увеличения их концентраций по мере роста TDS, однако ха-

раक्टर накопления в питающих (родники и водотоки) и озерных водах может существенно варьироваться. В соответствии с этим можно выделить четыре группы микроэлементов.

К первой группе относятся В, Cu, Cr, Ga, Ag, Ni, Zn, Pb, W, содержание которых в питающих водах остается относительно постоянным или несколько увеличивается по мере возрастания минерализации воды (рис. 2). Озера разделяются на две группы: в одной количество рассматриваемых микроэлементов сопоставимо с таковым в питающих водах. В озерах второй группы концентрации бора, галлия и вольфрама возрастают на один–три порядка.

Для второй группы элементов (Li, Rb, V, As, Se, Sb, U, Zr, Ge, Ni, Mo) характерна линейная зависимость возрастания концентраций с ростом TDS (рис. 2) и в питающих, и в озерных водах. Точки составов питающих и озерных вод на диаграммах составляют единые тренды роста концентраций с увеличением солёности вод. При этом уровни содержаний отличаются очень сильно. На пять порядков увеличивается концентрация U, на четыре – Zr, на два – Li, Rb, Se, Sb, Ge.

Третья группа элементов включает Al, Fe, REE, Y, Th, содержание которых в питающих водах уменьшается с ростом солёности вод (рис. 2). В озерных же водах их концентрации возрастают на 1–4 порядка по мере увеличения общего количества растворённых солей, т.е. накопление этих элементов в озерных водах определяется только процессами эвапоритизации. Однако максимальные концентрации элементов (кроме Al) не превышают десятки мкг/л. Степень концентрирования составляет четыре порядка для Th, три порядка для REE, Y, W.

Элементы четвертой группы (Ba, Sr, Mn) характеризуются относительно высокими содержаниями (до 1 мг/л) в питающих водах, показывая тенденцию увеличения концентраций с ростом TDS (рис. 2). В озерных же водах их концентрация остается практически постоянной, что может объясняться достижением ими предела насыщения в содовых озерах Ингодинской впадины.

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

[1] Власов Н.А., Павлова Л.И., Чернышев Л.А. Минеральные озера // Минеральные воды южной части Восточной Сибири. – М.: Недра, 1961. – С. 189–245.

[2] Mianping Z. On salinology // Hydrobiologia. – 2001. – V. 446. – P. 339–347.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, U-Pb ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА КВАРЦЕВЫХ МЕТАМОНЦОДИОРИТОВ БИЛЛЯХСКОЙ ЗОНЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО МЕЛАНЖА (АНАБАРСКИЙ ЩИТ)

*А.П. Смелов**, *Е.Б. Сальникова***, *В.П. Ковач***, *А.Б. Котов***, *В.И. Березкин**,
*А.А. Кравченко**, *В.Н. Добрецов**, *С.З. Яковлева***

*Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, a.p.smelov@diamond.ysn.ru

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

Анабарский щит представляет особый интерес для изучения этапов формирования кристаллического фундамента Северо-Азиатского кратона. Установлено, что он образован в результате палеопротерозойской коллизии трех крупных террейнов, которые сложены различными ассоциациями гнейсов с возрастом: Маганского – 2,85–3,0 млрд лет, Далдынского – 3,0–3,5 млрд лет и Хапчанского – 2,2–2,4 млрд лет [5, 8]. Террейны ограничены зонами тектонического меланжа – глубоко эродированными частями коллизионных швов (Ламуйкская, Котуйканская, Билляхская и др.). Структурный план зон обусловлен системой сближенных и пересекающихся разломов, между которыми заключены тектонические блоки и пластины в разной степени переработанных пород контактирующих террейнов, а также массивами анортозитов и различных типов гранитоидов. Зоны бластомилонитов и катаклазитов трассируют разломы взбросовой или взбросово-сдвиговой кинематики [4] и образованы в течение заключительных этапов коллизионного процесса [6]. Возраст гранулитового метаморфизма (с учетом аналитических ошибок) для Далдынского террейна в среднем оценивается в 1,97 млрд лет, а для Хапчанского – 1,92 млрд лет. Возраст синколлизионных гранитов в разделяющей их Билляхской коллизионной зоне оценивался в 1,97 млрд лет [11]. U-Pb возраст цирконов Билляхского гранитоидного массива, который прорывает гранулиты верхнеанабарской толщи и деформирован складками сдвигового характера, составляет 1983 ± 3 Ma [7] и в целом подтверждает ранние оценки. В данной работе уточнен верхний возрастной предел осадконакопления и метаморфизма карбонатсодержащей парагнейсовой толщи хапчанской серии одноименного террейна, исходя из возраста прорывающих ее даек кварцевых метамонцодиоритов в Билляхской зоне.

Кварцевые метамонцодиориты первоначально были выделены под названием «диоритосиенитов» в ранге самостоятельного комплекса, более древнего, чем породы Билляхского гранитоидного массива [2]. Позднее по возрасту их скоррелировали с породами массива [3]. Многочисленные овалы и линзовидные мелкие тела кварцевых метамонцодиоритов и связанных пород локализованы в ограниченной узкой зоне в 3–4 км к северо-востоку от массива. Северо-западное простирание даек согласно с простиранием границ массива и зонами бластомилонитов и параллельно осевым плоскостям складок с вертикальными шарнирами, в которых локализованы также дайкообразные тела аляскитов и аплитов.

Макроскопически кварцевые метамонцодиориты и связанные с ними породы отличаются от вмещающих плагиогнейсов и гнейсов, с которыми имеют резкие контакты. Это средне- и крупнозернистые слабогнейсовидные, почти массивные породы. В них также проявлены катаклаз и перекристаллизация, сами монцодиориты характеризуются гетеробластовой структурой. Плагиоклаз иногда имеет реликтовые идиоморфные очертания. Калиевый полевой шпат имеет гранобластовые ограничения и встречается в виде мелких порфирукластов или рядовых зерен. Темноцветные минералы представлены буро-зеленой роговой обманкой, коричневым биотитом и редко – клинопироксеном. Породы содержат высокие для аксессуарных минералов количества апатита, магнетита, ильменита, ортита, циркона, рутила.

По химическому составу породы в основном соответствуют магматитам среднего состава субщелочного ряда – кварцевым монцодиоритам. Единичные анализы относятся к монцобахро, монцониту и щелочному граниту. Для датирования были выделены цирконы из образца кварцевого метамонцодиорита с высокой суммой РЗЭ (1150 г/т) и их дифференцированным распределением ($La_N/Yb_N=18,7$ и $Eu/Eu^*=0,46$). Точки изотопного состава трех микроаналезов

циркона, подвергнутого предварительной аэроабразивной обработке, располагаются на конкордии, а значение возраста составляет 1971 ± 4 млн лет ($СКВО=0,15$, вероятность= $0,7$). Полученное значение возраста интерпретируется как возраст внедрения и синхронного метаморфизма амфиболитовой фации, а также определяет верхний возрастной предел формирования парагнейсов хапчанской серии и ее гранулитового метаморфизма. Изотопный состав Nd кварцевых метамонцодиоритов ($T_{Nd}(DM) = 2,6$ млрд лет, $\epsilon_{Nd}(T)=-3,9$) свидетельствует, что источниками были коровые породы позднеархейского – раннепротерозойского возраста.

Вопрос о геодинамической природе кварцевых монцодиоритов должен решаться при совместном анализе геологического положения и химического состава с близкими по возрасту гранитоидами Билляхского массива (кварцевые монцодиориты, кварцевые сиениты (граносиениты), субщелочные граниты, гранодиориты, редко кварцевые диориты) [7]. Точки составов всех пород образуют единый тренд. Некоторые отличия заключаются в том, что наиболее распространенные породы массива – кварцевые сиениты (граносиениты) – в изученных дайках не обнаружены, но присутствуют более основные породы (монцогаббро и монцонит), ранее неизвестные в массиве. На вариационных диаграммах устанавливается убывание содержаний всех оксидов с увеличением концентрации SiO_2 . Исключение составляет рост K_2O . Также убывают содержания Zr, Y, Hf, Nb, Ni, Co, V, Sr и Ba. Тенденции изменений Rb, Cs, Th, U, Ta при имеющихся данных ясно не просматриваются.

Выявленные закономерности концентраций и распределения главных, транзитных и высокозарядных элементов, очевидно, связаны с преимущественной кристаллизацией темноцветных, аксессуарных и рудных минералов в более меланократовых породах в ряду дифференциации, а Sr и Ba – с экстрагирующей ролью полевых шпатов. Более лейкократовые породы обеднены этими элементами. С этим согласуются данные по РЗЭ: постепенное уменьшение суммы РЗЭ= $1150 - 207$, при дифференцированном их распределении ($La_N/Yb_N=30-13$), с отрицательными аномалиями Eu ($Eu/Eu^*=0,36-0,50$). Графики распределения РЗЭ обнаруживают слабую вогнутость при более дифференцированном распределении легких и слабом – тяжелых РЗЭ. В целом представляется, что метамонцодиориты даек, по сравнению с массивом, сложены более основными дифференциатами, чем породы Билляхского массива, поэтому они могут быть объединены в единый кварцевый монцодиорит-граносиенит-гранитный билляхский комплекс.

По повышенной сумме щелочей, высоким концентрациям Zr, Y, РЗЭ породы комплекса соответствуют А-типу гранитов, но по другим параметрам они попадают в поля перекрытия с другими типами гранитов. В соответствии с диаграммой $A/NK-A/CNK$, гранитоиды относятся к метаглиноземистому и перглиноземистому типам. По соотношениям Rb и Y+Nb, Nb и Y породы комплекса могли образовываться в пределах как островодужных, так и внутриплитных обстановок. Предполагается, что появление магм с такими геохимическими особенностями возможно в обстановке режима трансформной окраины на участках локальных растяжений, где происходил разрыв субдуцированной плиты и образование в ней локальных окон («slab-window»). Смещение расплавов разных источников в литосферных камерах в разных пропорциях обеспечивает в магматитах трансформных окраин сочетание внутриплитных и островодужных геохимических характеристик [1]. Это предположение согласуется с широкими вариациями $\epsilon_{Nd}(T)$ в породах комплекса – от $+1,9$ до $-0,5$ ($T_{Nd}(DM)=2,2-2,4$ млрд лет), а также дискриминационными диаграммами [9, 10], которые показывают, что исходные расплавы могли образовываться при частичном плавлении граувакковых, базитовых и тоналитовых источников. Полученные данные могут также указывать на формирование расплавов массива при смешении ювенильного мантийного компонента с положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ и долгоживущего корового материала, вероятно, позднеархейского возраста предположительно Далдынского террейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по проектам № 07-05-00695а и № 09-05-98528р-восток-а.

- [1] *Геодинамика, магматизм и металлогения востока России*: в 2 кн / Под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. – 572 с.
- [2] *Геологическая карта СССР*. М-б 1:200000. Серия Анабарская. Листы R – 49 – XV, XVI. Объяснительная записка / Составитель Б.Г. Лопатин. – М., 81 с.
- [3] *Геологическая карта СССР*. М-б 1:1000000. (Новая серия). Лист R – 48 – (50) – Оленек. Объясни-

- тельная записка / Отв. редактор Ф.Г. Марков. – Л., 1983. – 93 с.
- [4] Лутц Б.Г., Оксман В.С. Глубоко эродированные зоны разломов Анабарского щита. – М.: Наука, 1990. – 260 с.
- [5] Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 2. – С. 163–180.
- [6] Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. – М.: Научный мир, 2001. – 188 с.
- [7] Смелов А.П., Березкин В.И., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о геодинамической природе и возрасте гранитоидов Билляхского массива (Анабарский щит) // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Материалы I международной конференции. – Улан-Удэ, 2008. – С. 351–352.
- [8] Смелов А.П., Габышев В.Д., Ковач В.П. и др. Общая структура фундамента восточной части кратона // Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – С. 108–113.
- [9] Altherr R., Holl F., Hegner E. et al. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany) // Lithos. – 2000. – V. 50. – P. 51–73.
- [10] Patino Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of the crust and mantle to the origin of granitic magmas? // Understanding granites: integrating new and classical techniques / Eds. A. Castro, C. Fernandez, J.L. Vigneres. Geological Society of London, Special Publications. – 1999. – V. 168. – P. 55–75.
- [11] Rosen O.M., Turkina O.M. The oldest rocks assemblages of the Siberian craton // Earth's oldest rocks / Eds. M.J. Van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennett. – Amsterdam: Elsevier, 2007. – P. 793–838.

ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ НИЖНЕ- И СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕАМУРСКОГО ПРОГИБА (ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ)

Ю.Н. Смирнова, А.А. Сорокин, Ю.В. Смирнов

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

Верхнеамурский прогиб является одним из целого ряда прогибов, расположенных вдоль южного обрамления Монголо-Охотского орогенного пояса, сложенных интенсивно деформированными мощными толщами осадочных пород мезозойского возраста. Геодинамическая обстановка формирования этих прогибов дискуссионна. Л.П. Зоненшайн с соавторами сопоставлял их с пассивными континентальными окраинами [1], тогда как Л.М. Парфенов с соавторами предполагал их орогенную природу [2]. Связь образования Верхнеамурского прогиба с орогенными событиями, сопровождавшими формирование Монголо-Охотского пояса, отмечалась и другими исследователями (например [3, 4 и др.]), при этом они рассматривали его как бассейн форланда.

Рассматриваемый прогиб сложен юрскими осадочными комплексами, которые залегают на палеозойских образованиях Ольдойского террейна. Нижние части разреза сложены ниже- и среднеюрскими морскими флишеидными отложениями; верхние части – средне- и верхнеюрскими грубообломочными прибрежно-морскими и пресноводно-континентальными отложениями [5]. Систематические геохимические исследования осадочных пород Верхнеамурского прогиба ранее не проводились. В данной работе представлены первые результаты исследований микроэлементного состава алевролитов нижнеюрской ковалинской и нижнесреднеюрской сковородинской свит.

Алевролитам ковалинской и сковородинской свит свойственны тождественные геохимические особенности. В этих породах уровень концентраций легких лантаноидов в 100 раз превышает хондритовый, при умеренно дифференцированном характере распределения REE ((La/Yb)_n=7,0–12,4) и отчетливо проявленной европиевой аномалии (Eu/Eu* = 0,46–0,58). Содержания большинства литофильных элементов соответствуют таковым в верхней континентальной коре по [6]: Rb (73–125 ppm), U (2,0–3,2 ppm), Th (9–15 ppm), Ba (420–630 ppm), Y (13–25 ppm), Sc (8–11 ppm), Pb (12–29 ppm). Некоторый относительный дефицит отмечается для таких элементов, как Nb (8–11 ppm), Ta (0,5–1,0 ppm), Hf (2,4–3,7 ppm), Sr (110–150 ppm). На тектонических диаграммах [7, 8] фигуративные точки составов алевролитов ковалинской и сковородинской свит лежат в поле осадков, сформированных в обстановке активной континентальной окраины.

Таким образом, результаты проведенных исследований подтверждают орогенную природу Верхнеамурского прогиба.

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (грант 09-III-B-08-475).

- [1] Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. Т. 1. – 327 с.
- [2] Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогзоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. – 1999. – Т. 18, № 5. – С. 24–43.
- [3] Li J., He Z., Mo S. et al. The late Mesozoic orogenic processes of Mongolia-Okhotsk orogen: evidence from investigations into deformation of the Mohe area, NE China // Journ. of Geoscientific Res. Northeast Asia. – 1999. – 2. – P. 172–178.
- [4] Сорокин А.П., Сорокин А.А. Эволюция мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов Приамурья и закономерности формирования горючих полезных ископаемых // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всероссийск. металлоген. совещ. – Иркутск, 1998. – С. 511–512.
- [5] Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.

- [6] *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: Its composition and evolution. – Blackwell: Scientific Publ., 1985. – 312 p.
- [7] *Bhatia M.R.* Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // *Journ. Geol.* – 1983. – V. 91. – P. 611–627.
- [8] *Bhatia M.R., Crook K.A.* Trace-element characteristics of greywacks and mudrocks: provenance and tectonic control // *Contrib. Miner. Petrol.* – 1986. – V. 92. – P. 181–193.

ВЕНДСКИЕ ПОСТГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ВЕНЧАЮЩИЕ ДОЛОМИТЫ ПРИСАЯНЯ: РЕЖИМЫ СЕДИМЕНТАЦИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА (ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

*Ю.К. Советов**, *В.И. Rogov***

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

**Новосибирск, Новосибирский государственный университет, vovuric@gorodok.ru

Геологической съемкой и специальными стратиграфическими исследованиями была обособлена невыдержанная по простиранию маломощная пачка доломитов в нижнем подразделении марнинской свиты оселковой серии Бирюсинского Присяяня [1]. После обнаружения в базальной пачке оселковой серии Присяяня тиллитов перекрывающие карбонатные отложения были идентифицированы как часть парагенетической ассоциации – постгляциальные венчающие доломиты (cap dolomite) [2] и названы озеркинской пачкой марнинской свиты [3]. Озеркинская пачка коррелируется авторами с широко известными венчающими доломитами после эпохи оледенения Марино – формациями Доушаньто (Китай) [4], Нуккалина (Южная Австралия), Кейлберг (Северная Намибия) [5], Хадаш (Оман) [6]. Озеркинская пачка (суммарной мощностью 54 м), сложная по строению, подразделяется на пакеты снизу вверх: (1) ламинитовых доломитов, (2) волнисто-слоистых доломитов, (3) доломитов с пологой косой (дюновой) слоистостью. Контакт с подстилающим ледниковым комплексом вскрыт: пакет ламинитовых доломитов в бассейне р. Уда залегает с резкой без переходов границей на диамикритах (тиллитах) уляхской пачки грубозернистых гляциофлювиальных и фэн-дельтовых песчаниках плитинской пачки и перекрывается по резкой границе с размывом кварцитовидными песчаниками огнитской пачки.

Затопление ледниковых отложений и рельефа было быстрым, поэтому нижнее подразделение озеркинской пачки (ламинитовые доломиты) выдержано по простиранию и фациальные замещения связаны только с изменением глубины инициального бассейна, на начальной фазе зависимо от предшествующего рельефа. Эрозионные впадины с застойным режимом вод заполнялись доломитистыми пиритизированными аргиллитами – «черными сланцами», на бортах таких впадин развивались пластовые строматолитовые постройки. Инициальный бассейн, в целом, также характеризовался слабой циркуляцией, и карбонатные осадки были сильно пиритизированы. На второй стадии глубина уменьшилась и достигла отметки действия нормальных волн закрытого водоема (озера). На третьей – трансгрессивной – стадии появилось сообщение с морским бассейном и формировались типичные шельфовые донные формы (дюны, песчаные волны).

Выделены основные петрографические разновидности доломитов, которые включают долсупермикриты, долмикриты, биодолмикриты (биолититы, микробиолиты), долпелспариты (сгустковые) и долспариты (перекристаллизованные). Долсупермикриты с размером кристаллов менее 3 микрон, афанокристаллические. Биодолмикриты (биолититы) относятся к доломитам со структурами роста, с тончайшей слоистостью (несколько десятков микрон) и биоморфо-афанокристаллической структурой. Комковато-сгустковые биодолмикриты с долмикроспаром характеризуются биохемогенно-сгустковой структурой (сгустки или комочки менее 0,4 мм, а также причудливой ветвящейся формы) – результат деятельности микробиального сообщества. Долсупермикриты и микробиолиты образуют парные слои со средней толщиной микроциклита 2,0–2,5 мм и отнесены к первичному неперекристаллизованному осадку, сходному с варвами, т.е. осаждавшемуся с сезонной периодичностью. Долспариты с гранобластовой разнообразной по размерности структурой, стилолитовыми швами, иногда со слабой терригенной примесью, распространены в верхней части озеркинской пачки.

Под электронным микроскопом LEO 1430 VP долмикриты имеют однородную микрокри-

сталлическую структуру и отнесены к первичному доломитовому илу с размером кристаллов от 1 до 5 микрон. Обнаружена тончайшая слойчатость чередованием пары светлых (0,1–0,25 мм) и темных (0,5–0,9 мм) слоев. Содержание Si в два раза выше в светлых слоях. Циклиты, вероятно, связаны с погодным явлением, более коротким по времени, чем сезон. На основании микроанализа сделан вывод, что постгляциальные доломиты формировались в умеренном климате с резкой сменой времен года.

Цепочка карбонатных (доломитовых) осадочных бассейнов (озер), представленных озеркинской пачкой Присаянья и ее аналогами – нижнеподъемской подсвитой Енисейского кряжа, нижнеголоуспенской подсвитой Прибайкалья и нижнебаракунской подсвитой Патомского нагорья, протягивается по периферии Сибирского кратона на расстояние 1500 км. Каждый из названных бассейнов имел латеральное ограничение и длину не более 500 км и ряд морфологических признаков: (1) бассейны постгляциального доломитообразования были узкими озерами и не имели стратиграфических аналогов во внутренних районах Сибирской платформы; (2) бассейны имели депрессионную морфологию; (3) во время накопления доломитов, особенно двух нижних подразделений (ламинитового и волнисто-слоистого), источники терригенного материала были перекрыты водной толщей, а незначительная его примесь, вероятно, связана с эоловым привносом; (4) бассейны на первой стадии были относительно глубокими, нет текстур выхода на поверхность, следов действия волн, преобладал тонкослоистый режим седиментации с образованием бактериальных матов, химической садкой и привносом доломитового ила суспензионными или слабыми донными течениями, следы сильной битуминозности отложений и застойных условий среды; (5) в доломитовых осадках нет следов эвапоритизации; (6) осадконакопление происходило при сильном влиянии донной микробиоты; (7) осадконакопление имело явно сезонный характер; (8) собственно «венчающими доломитами», по-видимому, следует называть осадки ранней стадии, отвечающей времени постгляциального затопления неровного ледникового рельефа с участием большого объема постгляциальных пресных вод, поздняя стадия осадконакопления является результатом подъема Мирового океана и трансгрессии окраинных морей на континенты, генерированных глобальной геодинамикой.

Модель образования «венчающих доломитов» Присаянья представляет собой интегрированную модификацию известных моделей доломитообразования. Бассейн имеет сходство с моделью залива Куронг (Южная Австралия) по морфологии, первичной садке доломита, участию микробиальной биоты, обеднению морской воды по Ca и обогащению по Mg по мере ее продвижения через цепочку промежуточных бассейнов. Частичное сходство с моделью Дораг по возможному смешению пресных и соленых вод и насыщению гибридного раствора по доломиту объясняет загадочную связь с оледенением, масштаб в пределах континента, а в целом, глобальное проявление.

Исследование поддержано РФФИ (проект № 08-05-00959), Интеграционной программой СО РАН – ОНЗ «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

- [1] Брагин С.С. Оселковая серия позднего докембрия Присаянья // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Рифей и венд: Сб. науч. тр. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. – С. 44–57.
- [2] Советов Ю.К. Вендское оледенение Сибирского кратона // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований (1–4 октября 2002). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. – С. 122–124.
- [3] Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присаянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13, № 4. – С. 3–34.
- [4] Condon D., Zhui M., Bowring S. et al. U-Pb zircon age from Neoproterozoic Doushantuo Formation, China // Science. – 2005. – V. 308. – P. 95–98.
- [5] Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A.C., Rice A.H.N. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record // GSA Bulletin. – 2005. – V. 117, № 9–10. – P. 1181–1207.
- [6] Rieu R., Allen P.A., Cozzi A., Kosler J., Bussy F. A composite stratigraphy for the Neoproterozoic Huqf Supergroup of Oman: Intergrating new litho-, chemo- and chronostratigraphic data of the Mirbat area, Southern Oman // J. Geol. Soc. London. – 2007. – V. 164. – P. 997–1009.

СТЕРТОВСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ СРЕДНЕГО НЕОПРОТЕРОЗОЯ НА ЮГО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*Ю.К. Советов**, *Л.А. Чигвинцева***

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

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

Неопротерозойская пассивная окраина и глубоководный бассейн на юго-востоке Сибирской платформы (Патомское нагорье) образовались в результате рифтинга суперконтинента [1, 4, 5, 7]. На первом, раннебалаганском, этапе сформировались контрастные по структуре и мощности отложения медвежевской (200–2000 м) и хорлухтахской (200–2000 м) свит. Названные свиты официально принадлежат разным сериям – тепторгинской и балаганской. Наблюдения авторов доклада привели к заключению об их генетической близости, невозможности проведения между ними ясной границы и, следовательно, принадлежности к единому осадочному комплексу. Отложения, насыщенные грубообломочным слабообработанным материалом, накопились на континентальном склоне и в его подножье. Особенности строения и генетические признаки осадочных систем этих свит были выявлены при полевых исследованиях в верхнем течении р. Большой Патом (р. Хайверга) и вызвали острую дискуссию. Одни исследователи (В.В. Благовидов) указывали на явные признаки ледового разноса обломков, другие (Ю.К. Советов) – на явные признаки гравитационного перемещения материала разжиженными обломочными потоками и мутьевыми течениями, которые и стали основой модели осадочной системы [1, 4, 5].

Проблема стратиграфической корреляции позднекембрийских осадочных бассейнов юго-западной и юго-восточной окраин Сибирского кратона была рассмотрена в новом аспекте после обнаружения в основании оселковой серии Присаянья тиллитов и отнесения их по возрасту к венду [3, 6]. Корреляция на основе крупных региональных тектонических событий – среднепротерозойского и поздневендского-раннекембрийского рифтинга, позднепротерозойской (поздневендской) орогении, радикальных климатических изменений, приведших к оледенениям глобального масштаба – суммирована в новой схеме стратиграфического сопоставления осадочных серий удаленных друг от друга окраин Сибирского кратона [14]. Такое сопоставление потребовало нового анализа собственных седиментологических данных и опубликованных синтетических работ по обстановкам и механизмам накопления грубообломочных слабосортированных осадочных масс. Эта работа привела к выводу о существовании в среднем неопротерозое на Патомской пассивной окраине осадочного бассейна, образованного в гляциоморской глубоководной обстановке.

Седиментография медвежевской и хорлухтахской свит была сделана на основе выделения и классификации литофаций: (1) гранитные щебневые брекчии без матрикса в линзах 0,5–16,0 м, (2) диамиктиты или «пудинговые» массивные смешанные отложения гранитного и кварцевого материала с матриксом, в линзах 5–10 м, (3) грубозернистые массивные песчаники с включениями гальки и валунов гранитов до 50 см, в линзообразных пластах 1–10 м, (4) песчаниковые граувакки массивные с интракластами алевролитов и песчаников, линзы или пакеты линз 1–15 м, (5) грубозернистые гравийные песчаники (брекчия) в мелких циклитах с прямой градацией 2–15 см, образующих пакеты 0,5–5,0 м, (6) турбидиты тонкопластовые – 2–15 см, песчано-иловые с включениями (дроп-стоунс) неокатанных обломков от гравия до глыб 30 см, в пакетах 0,5–2,0 м, (7) турбидиты тонкопластовые песчано-иловые, циклиты с прямой градацией 2–5 см, без включений, в пакетах 1–10 м.

Все семь литофаций близки по обстановкам накопления и тесно друг с другом связаны, что видно по отсутствию или редкости монофациальных участков разреза. Ассоциация литофаций формировалась при следующих условиях: 1) доступности и обилии слабосортированного псаммито-псефитового материала, 2) линейном источнике, от которого кластический материал по-

ступал в желобообразные каналы и распределялся подводными гравитационными потоками разной силы, 3) отсутствии хорошо развитой распределительной системы и переплетении постоянно мигрирующих подводных русел, 4) высоком градиенте подводного склона, 5) полной редукции шельфа, 6) эрозии и переотложении деформированных интракластов. Обстановки накопления отложений медвежьей свиты включали область подводного склона с крайне непостоянными мигрирующими временными руслами, по которой перемещались и накапливались в виде лопастей плосковыпуклые тела с проградационной структурой наслоения. Режим перемещения материала – гравитационный в виде обломочных потоков (дебриты, диамиктиты), высокоплотных и мутьевых течений (турбидиты), а также вертикального осаждения в виде «упавших» камней и песка. Такое сочетание режимов седиментации и обилия несортированного кластического материала и его специфического состава возможно только в гляциоморских обстановках. Продвижение вниз по склону наиболее грубых и несортированных осадков авторы связывают с режимом разрастания ледника и сползания его по шельфу на склон, а также с тектоническим спусковым механизмом в рифтовой области, что согласуется с исследованиями современных и древних гляциоморских обстановок [9, 10]. Связь накопления отложений медвежьего бассейна с разломами, кроме седиментологических критериев, устанавливается магматической активностью – внедрением силлов долеритов, изливанием на дне бассейна лав базитового состава и образованием гематит-магнетитовых осадочных железных руд [1].

Сравнение ассоциаций литофаций медвежьей и хорлухтахой свит показывает почти полную идентичность набора. Отличие двух толщ только в количественных показателях: в хорлухтахой свите отложения более грубозернистые, диамиктитовые пачки более мощные, и появились щебневые брекчии без матрикса. Очевидно, что обилие несортированного материала пород фундамента, с величиной некоторых глыб до 2 м в поперечнике, наличие признаков «града» камней в тонкозернистых осадках, слабая обработка материала и главный гравитационный способ транспортировки, ассоциация литофаций глубоководной осадочной системы – все это подтверждает сделанный вывод о гляциоморской глубоководной обстановке.

Подготовка и транспортировка обломочного материала к краю шельфа осуществлялась крупным ледником, который покрывал мощным щитом юго-восточную часть Сибирского континента и его шельф. Весь несортированный материал, эродированный ледником, поставлялся прямо на континентальный склон. Такой механизм поступления материала в глубокий бассейн установлен в современной перигляциальной зоне Антарктиды, Гренландии, Шпицбергена, Восточной Канады и Аляски [9, 10]. Распределительная система на Патомском континентальном склоне состояла из каналов-желобов, которые быстро латерально мигрировали и заканчивались плоскими промоинами, где нагромождались лопасти из продуктов обломочных потоков, высокоплотных разжиженных потоков и мутьевых течений. Преобладающими механизмами перемещения массы несортированного материала были подводные лавины, слайды, обломочные зерновые потоки, а также периодический «град» камней, гравия и песка из донной части айсбергов на склон. Второй механизм – мутьевые течения разной плотности. В глубоководной медвежьей-хорлухтахой гляциоморской гравитационной системе не было точечного источника материала, главного каньона, дельты, которые создают архитектуру глубоководных конусов выноса на подножье континентальных склонов [13].

Замеры направлений мутьевых течений по подошвенным знакам идентичны для медвежьей и хорлухтахой стратиграфических частей рампового подводного конуса выноса в пределах 105° – 45° на юго-восток–северо-восток. Данные измерений – прямое свидетельство приконтинентального положения рампы и переноса материала со стороны Сибирского кратона в окраинное море. Цепочка этих грубообломочных шлейфов, вероятно, оконтуривала юго-восточную юную окраину Сибирского кратона. Такой же шлейф грубообломочных отложений должен был обрамлять западную и южную окраину Чарской глыбы кратона. Несортированные отложения хорлухтахой свиты в Патомской структурно-формационной области перекрываются тонкообломочными отложениями – «черными сланцами» хайвергинской свиты. В хайвергинское время не формировались полноразвитые карбонатные платформы, но появление на шельфе пачки доломитов [1] в парагенезисе с «черными сланцами» – прямое свидетельство связи трансгрессии с постгляциальным подъемом уровня моря. Постгляциальная трансгрессия моря определила палеогеографическую зональность: образовались широкие шельфы, и мелководное море перекрыло выступы фундамента, которые эродировались ледником и питали об-

ломочным материалом бассейн седиментации на медвежевско-хорлухтахском гляциальном этапе.

Для определения стратиграфического положения гляциоморских отложений медвежевской и хорлухтахской свит есть два косвенных доказательства. Эти отложения находятся стратиграфически ниже гляциогоризонта дальнетайгинской, байкальской и оселковой серий, вендский возраст которого (оледенение Марино) находит все больше обоснований [3, 6, 7]. Парагенезис диамиктитов (тиллитов) с другими генетически близкими отложениями, рифтогенный характер медвежевско-хорлухтахского осадочного бассейна и связанные с ним базитовый магматизм и железозносные отложения весьма характерны для раннего криогения, когда в глобальном масштабе проявилось оледенение эпохи Стерт. Оледенение Стерт по данным для пяти континентов имело место в интервале 740–660 млн лет [11, 12], следовательно, раскол юго-восточной части Сибирского кратона и образование глубокого окраинного моря произошли почти одновременно с этой ледниковой эпохой.

Исследование поддержано грантом РФФИ (проект № 08-05-00959), Интеграционной программой СО РАН – ОНЗ «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ».

- [1] Иванов А.И., Лифшиц В.И., Перевалов О.В., Страхов Т.М., Яблоновский Б.В., Грайзер М.И., Ильинская Х.Г., Головенко В.К. Докембрий Патомского нагорья. – М.: Недра, 1995. – 352 с.
- [2] Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sg и S в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. – 2006. – № 5. – С. 1–26.
- [3] Советов Ю.К. Вендское оледенение Сибирского кратона // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований (1–4 октября 2002). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. – С. 122–124.
- [4] Советов Ю.К., Благовидов В.В., Параев В.В., Чигвинцева Л.А. Эволюция рифейского окраинно-континентального бассейна (Патомское нагорье) // Геология и проблемы поисков новых крупных месторождений нефти и газа в Сибири. Ч. 2. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1996. – С. 54–56.
- [5] Советов Ю.К., Хабаров Е.М., Благовидов В.В., Сараев С.В. Рифейская дивергентная континентальная окраина Сибирского кратона (Патомское нагорье): эволюция осадочных систем и бассейнов // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии: Материалы совещания. – СПб.: «Тема», 1999. – С. 159–162.
- [6] Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присаянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13, № 4. – С. 3–34.
- [7] Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А. Геологическая история Патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // ДАН. – 2007. – Т. 413, № 3. – С. 379–383.
- [8] Brookfield M.E. Problems in applying preservation, facies and sequence models to Sinian (Neoproterozoic) glacial sequences in Australia and Asia // Precambrian Research. – 1994. – V. 70. – P. 113–143.
- [9] Elverhøi A., Henrich R. Glaciomarine environments «Ancient glaciomarine sediments» // Past Glacial Environments. Sediments, forms and techniques. (Glacial Environments: Vol. 2) / Ed. J. Menzies. – Oxford: Butterworth-Heinemann Ltd, 1996. – P. 179–211.
- [10] Eyles N., Eyles C.H. Glacial Depositional systems // Facies models: response to sea level change / Eds. R.G. Walker, N.P. James. – Stittsville, Ontario: Geol. Association of Canada. Love Printing Service Ltd., 1992. – P. 73–100.
- [11] Fairchild I., Kennedy M.J. Neoproterozoic glaciation in the Earth System // J. Geol. Soc. London. – 2007. – V. 164. – P. 895–921.
- [12] Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A.C., Rice A.H.N. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record // GSA Bulletin. – 2005. – V. 117, № 9–10. – P. 1181–1207.
- [13] Shanmugam G., Muiola R.J. Submarine fan models: problems and solutions // Submarine fans and related turbidite systems / Eds. A.H. Bouma, W.R. Normark, N.E. Barnes. – New-York: Springer-Verlag, 1985. – P. 29–34.
- [14] Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N. Sedimentary basins in the Southwestern Siberian craton: Late Neoproterozoic-Early Cambrian rifting and collisional events // The evolution of the Rheic ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision / Eds. U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf. Geological Society of America Special Paper 423. 2007. – P. 549–578.

ГЛУБИННЫЕ ИСТОЧНИКИ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ПЛЮМА ПОД СИБИРСКИМ КРАТОНОМ ПО ДАННЫМ ГЕОХИМИИ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ И КИМБЕРЛИТОВ

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

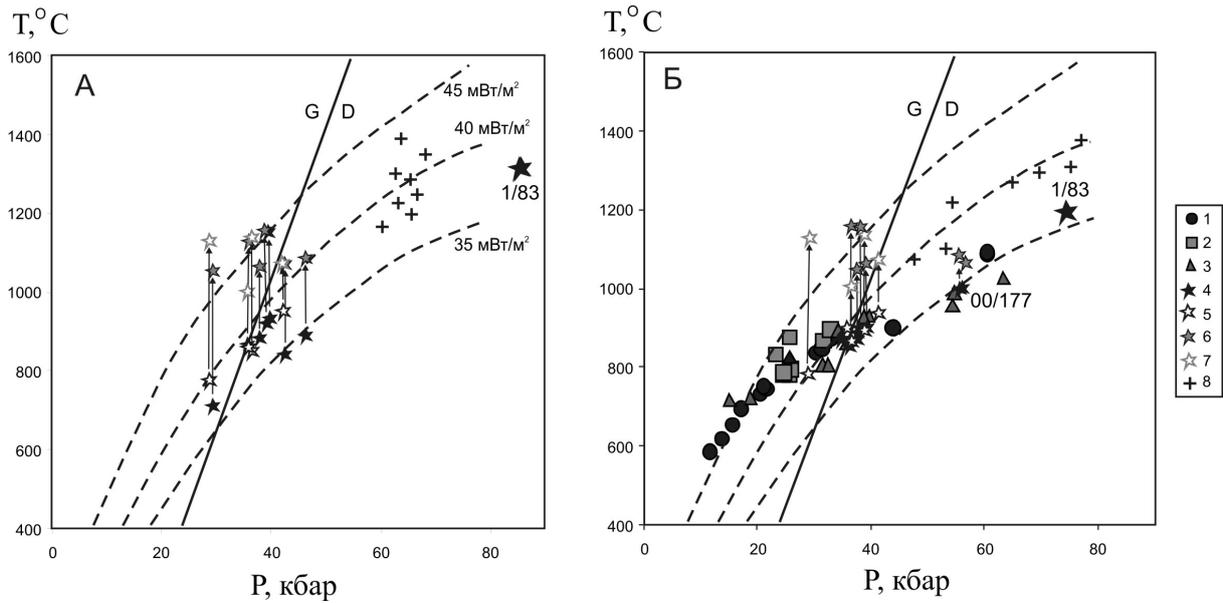
*Иркутск, Институт земной коры СО РАН, solv777@crust.irk.ru

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

Кимберлитовый магматизм, развивающийся на древних кратонах с мощной литосферой, традиционно связывают с подъемом глубинных плюмов [1, 2]. На Сибирском кратоне алмазонасные верхнедевонские кимберлиты инициируются якутским плюмом, выделенным по пересечению продолжений радиальных поясов среднепалеозойских даек [3]. Якутский плюм имеет целый ряд геологических и геохимических признаков, типичных для плюмов, поднявшихся к подошве субконтинентальной литосферы [4].

Показано, что как кимберлиты, так и родственные им низкохромистые мегакристы по Nd–Sr изотопной систематике соответствуют, за исключением контаминированных образцов, мантийным источникам PREMA и HIMU [5] и на соответствующей диаграмме располагаются в поле базитов из верхнедевонских даек. Данные по распределению редких элементов в минералах из глубинных ксенолитов и мегакристов свидетельствуют о том, что в ранний период кимберлитообразующего цикла под литосферой кратона формируются очаги расплавов, просачивание которых через твердую матрицу пород приводит к геохимической модификации мантийного вещества и к эволюции состава самих расплавов [6]. Расчеты состава расплавов на базе коэффициентов распределения расплав/жидкость показали, что характерной геохимической чертой является их обогащение HFSE по сравнению с REE, что позволило связать источник вещества плюма с зоной мантии, обогащенной меджоритом и силикат-перовскитом. Исследование низкотемпературных зернистых перидотитов, представляющих вещество мантийной части литосферы [7], показало, что оно претерпевало целый ряд существенных метасоматических преобразований под влиянием потоков флюидов, поступающих из астеносферных жидкостей. Наиболее явные преобразования литосферного вещества мантии проявляются в его своеобразном промывании восстановленными астеносферными флюидами, которые экстрагируют из пород и минералов целый ряд несовместимых редких элементов. Определение фугитивности кислорода по содержанию Fe^{3+} во вновь образующейся Cr-шпинели показало, что проработанные восстановленным флюидом ксенолиты имеют фугитивность кислорода на 2–3 порядка ниже (буфер WM и ниже), чем образцы, не затронутые этим процессом. В этот же период в мантийной литосфере кратона развиваются своеобразные метасоматиты, приуроченные к ослабленным зонам и являющиеся окислительными барьерами, на которых происходит сбрасывание экстрагированных несовместимых редких элементов. Р, Т – характеристики метасоматитов, полученные для реакционно неустойчивого граната и вновь развивающегося Cr-диоксида, показали, что в процессе метасоматизма температура возрастает на 100–250 °C (рисунок).

Наиболее дискуссионным моментом в названной проблеме является вопрос об источнике вещества плюма [2, 8]. Новые данные по изотопии кислорода в минералах (оливин, гранат, пироксены) из деформированных перидотитов, мегакристов и зернистых лерцолитов из трубки Удачная показали статистически более легкий кислород в астеносферном веществе, что подтверждает его глубинный плюмовый характер. Предполагается, что глубинные плюмы возникают на границе ядра и нижней мантии или в нижней части переходной зоны, а их геохимический характер определяет существенная примесь древней захороненной океанической коры. На базе систематики изотопов Hf и Nd обосновывается существенная примесь захороненного вещества MORB и океанических осадков в веществе плюма [8]. Не противоречит этой гипотезе и объяснение генезиса источника HIMU за счет обогащения U относительно Pb в древней океанической коре и его длительной изоляции в глубинной мантии [9]. Вместе с тем, эта популярная гипотеза имеет целый ряд очевидных противоречий. В астеносферном веществе (деформи-



P–T значения для реакционных метасоматитов, деформированных и зернистых перидотитов из кимберлитов трубки Удачная. 1–3 – зернистые перидотиты, центры зерен; 4–7 – реакционные метасоматиты: 4 – центры и 5 – каймы зерен (A – T, по [14], с итерированным P [15], B – T по [16] с итерированным P по [15]); 6 – центры и 7 – каймы зерен (A – T по [15] при P, рассчитанном для [14], B – T по [15] при P, рассчитанном для [16]); 8 – деформированные перидотиты.

рованные перидотиты и низкохромистые мегакристы) не обнаружены ни эклогиты [6], ни их какие-либо геохимические признаки (например, минимумы Eu и HFSE на спайдерграммах граната и рассчитанных первичных расплавов). Кроме того, деформированные перидотиты из трубки Удачная, наиболее адекватно представляющие плюмовое вещество, характеризуются отрицательной величиной гамма Os (от –8 до –4 [10]), в то время как эклогиты из этой трубки имеют значение гамма Os в пределах 500–6560 [11], и, таким образом, добавка даже 1 % древнего эклогитового вещества сместит величину гамма Os к высоким положительным значениям.

Альтернативным решением проблемы источника вещества плюмов, продуцирующих на древних кратонах кимберлитовый магматизм, является присутствие в нижней мантии глубоко захороненных реликтовых резервуаров, обогащенных Mg-перовскитом и, возможно, Ca-перовскитом, возникшим за счет разрушения меджорита. С этим предположением хорошо согласуются данные по коэффициентам распределения Hf, Lu, Nd, Sm, U и Pb между Mg-перовскитом, меджоритом и расплавом [12, 13], которые могут объяснить накопление в таких резервуарах «ураногенного» свинца и отставание накопления радиогенного Hf относительно радиогенного Nd [8].

- [1] Haggerty S.E. Superkimberlites: a geodynamic window to the Earth's core // Earth Planet. Sci. Lett. – 1994. – V. 122. – P. 57–69.
- [2] Campbell I.H. Identification of ancient mantle plumes // Mantle plumes: their identification through time / Eds. R.E. Ernst, K.I. Buchan. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. – 2001. – № 352. – P. 5–21.
- [3] 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. Monogr. 100. 1997. P. 297–333.
- [4] Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н., Чернышов Р.А., Никифоров А.В. Среднепалеозойский базальтовый магматизм северо-западной части Вилюйского рифта: состав, источники, геодинамика // Петрология. – 2006. – Т. 14, № 6. – С. 626–628.
- [5] Kostrovitsky S.I., Solov'eva L.V. Tectonic control and mantle sources of kimberlite volcanism of the Yakutian province // LIP's of Asia, mantle plumes and metallogeny: Abstr. Inter. Symp. – Novosibirsk, 2009. – P. 429–431.
- [6] Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н., Костровицкий С.И., Королюк В.Н., Суворова Л.Ф. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с

- астеносферными расплавами // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 4. – С. 281–301.
- [7] Соловьева Л.В. Проработка мантийной литосферы Сибирского кратона восстановленными флюидами в среднепалеозойском кимберлитовом цикле – геохимические следствия // ДАН. – 2007. – Т. 412, № 6. – С. 804–809.
- [8] Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R., Carlson R.W., Smith C.B., Kempton P.D., Noble S.R. Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: new constraints on their source regions // J. Petrol. – 2004. – V. 45, № 8. – P. 1583–1612.
- [9] Hofmann A.W., White W.M. Mantle plumes from ancient oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. – 1982. – V. 57. – P. 421–436.
- [10] Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W. et al. Re-Os, Sm-Nd, Rb-Sr isotope evidence for thick archaean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multi-stage metasomatism // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1995. – V. 59. – P. 959–977.
- [11] Pearson D.G., Snyder G.A., Shirey S.B., Taylor L.A., Carlson R.W., Sobolev N.V. Archaean Re-Os age for Siberian eclogites and constraints on Archaean tectonics // Nature. – 1995. – V. 374. – P. 711–713.
- [12] Kato T., Ringwood A.E., Irifune T. Constraints on element partition coefficients between MgSiO₃, perovskite and liquid determined by direct measurement // Earth Planet. Sci. Lett. – 1988. – V. 90. – P. 65–68.
- [13] Taura H., Yurimoto H., Kato T., Sueno S. Trace element partitioning between silicate perovskites and ultracalcic melt // Phys. Earth Planet. Inter. – 2001. – V. 124. – P. 25–32.
- [14] Ryan C.G., Griffin W.L., Pearson N.J. Garnet geotherms: a technique for derivation of P-T data from Cr-pyrope garnets // J. Geophys. Res. – 1996. – V. 101. – P. 5611–5625.
- [15] Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol. – 1990. – V. 31. – P. 1353–1378.
- [16] Harley S.L. An experimental study of the partitioning of iron and magnesium between garnet and orthopyroxene // Contrib. Mineral. Petrol. – 1984. – V. 86. – P. 359–373.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СИЛУРИЙСКИХ И НИЖНЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЛЬДОЙСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А.А. Сорокин, Ю.Н. Смирнова, Ю.В. Смирнов

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

Ольдойский террейн (или «прогиб» по [1]) является составной частью Аргунского супер-террейна и рассматривается в качестве фрагмента пассивной континентальной окраины [2, 3]. По существующим представлениям разрез палеошельфовых отложений сложен: 1) силурийскими кварцевыми песчаниками, алевролитами, конгломератами с редкими прослоями известняков (омутнинская свита), нижнедевонскими алевролитами, песчаниками (большеневверская свита); 2) нижнесреднедевонскими известняками, песчаниками, алевролитами (имачинская свита); 3) средневерхнедевонскими алевролитами и песчаниками с прослоями известняков (ольдойская и тепловская свиты); 4) нижнекаменноугольными песчаниками, алевролитами с прослоями известняков и конгломератами (типаринская свита).

Упомянутая выше геодинамическая интерпретация (на основании геологических данных) палеозойских терригенно-карбонатных отложений террейна как фрагмента пассивной континентальной окраины принимается большинством исследователей, что, однако, не отрицает необходимость подтверждения этого иными независимыми методами. Свой вклад в выяснение наиболее вероятной геодинамической обстановки формирования палеозойских отложений Ольдойского террейна может внести анализ их геохимических особенностей. В настоящий момент нами получены первые результаты исследований микроэлементного состава мелкозернистых песчаников омутнинской свиты силурийского возраста и большеневверской свиты раннедевонского возраста, представляющих низы разреза. Песчаники омутнинской свиты, в связи с преимущественно кварцевым составом, характеризуются низкими содержаниями большинства литофильных элементов. Уровень концентраций легких лантаноидов лишь в 20–50 раз, а тяжелых – в 2–4 раза превышает хондритовый. Породам свойственны умеренно дифференцированный спектр редкоземельных элементов ((La/Yb)_n=6,5–12,6) и отчетливо проявленная европиевая аномалия (Eu/Eu* = 0,38–0,51). В сравнении с составом верхней континентальной коры (по [4]) породы в наибольшей степени деплетированы в отношении Nb (менее 2 ppm), Ta (менее 0,1 ppm), Sc (менее 1,4 ppm), Sr (менее 25 ppm). Лишь в единичных образцах концентрации Rb (112 ppm) и Ba (430 ppm) приближаются к таковым в верхней континентальной коре. В песчаниках большеневверской свиты уровень концентраций литофильных элементов существенно выше. Так, при близкой степени дифференциации лантаноидов ((La/Yb)_n=4,7–15,6) содержания легких редкоземельных элементов в 100 и более раз превышают хондритовый уровень, при этом несколько менее выражена европиевая аномалия (Eu/Eu* = 0,50–0,65). В целом, содержания большинства элементов соответствуют таковым в верхней континентальной коре.

Анализ тектонических дискриминационных диаграмм свидетельствует о том, что химический состав мелкозернистых песчаников омутнинской свиты и большеневверской свиты Ольдойского террейна в значительной степени соответствует составам постархейских кратонных осадков и осадков пассивных континентальных окраин.

Исследования выполнены при поддержке Президиума ДВО РАН (грант 06-П-СУ-08-004).

- [1] Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
- [2] Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 7–41.
- [3] Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. – 572 с.
- [4] Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its composition and evolution. – Blackwell: Scientific Publ., 1985. – 312 p.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ АМУР: СТЕПЕНЬ СООТВЕТСТВИЯ СОСТАВУ ВЕРХНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

О.А. Сорокина

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

Река Амур является одной из крупнейших водных артерий Восточной Азии. Основное русло и притоки Амура пересекают разновозрастные геологические комплексы. До недавнего времени наиболее древними из них считались условно докембрийские метаморфические образования гонжинской и амурской серий [1]. Однако в последние годы показано, что формирование протолитов метаморфических пород этих комплексов произошло в позднем протерозое или раннем палеозое, а наложенные на них структурно-метаморфические преобразования связаны не с докембрийским, а с палеозойским и мезозойским этапами геологической истории [2–4]. Значительным распространением в пределах описываемого региона пользуются палеозойские и мезозойские магматические образования, а также осадочные комплексы палеозойского Ольдойского и мезозойского Верхнеамурского палеобассейнов [1]. Наиболее молодыми образованиями региона являются рыхлые отложения Амуро-Зейской депрессии.

В данной работе представлены результаты исследования распределения редкоземельных элементов в донных отложениях долины реки Амур в интервале от пос. Радде (N=48°34'38", E=130°36'44") до приустьевой части р. Туловчиха (N=48°05'23", E=130°40'14"). Таким образом, был исследован фрагмент долины среднего течения реки Амур протяженностью около 60 км.

Распределение редкоземельных элементов в исследованных образцах донных осадков умеренно дифференцировано, величина отношения $[La/Yb]_n=9,6-14,9$, при преобладающих значениях от 10 до 12. Характерной чертой распределения также является обогащение легкими лантаноидами по отношению к средним и относительно пологий график в области средних и тяжелых лантаноидов, о чем свидетельствуют отношения $[La/Sm]_n=3,3-4,1$ и $[Gd/Yb]_n=1,1-2,2$ (в единичном образце до 2,5). Все спектры редкоземельных элементов имеют умеренно выраженную отрицательную европиевую аномалию – $Eu/Eu^*=0,7-0,9$.

В сравнении с составом верхней континентальной коры исследуемые донные осадки в определенной степени обеднены такими элементами, как Sc (3,7–9,0 ppm), Ni (ppm), Cu (8–22 ppm), Nb (9–13 ppm), Ta (0,21–0,37 ppm), Y (9–17 ppm). Содержания Zn (50–75 ppm), Rb (82–109 ppm), Sr (290–350 ppm), Pb (15–24 ppm), W (1,1–2,2 ppm), Th (5,2–11,9 ppm), U (1,0–5,4 ppm), REE достигают уровня таковых в верхней континентальной коре, а концентрации Ba (550–840 ppm), V (63–81 ppm), Cr (63–80 ppm), Co (12–14 ppm), Ni (31–43 ppm), Zr (190–309 ppm) несколько выше верхнекоровых значений.

В целом, можно отметить, что по своим геохимическим особенностям донные отложения исследуемого фрагмента долины реки Амур в значительной степени соответствуют составу постаршеихских кратонных осадков [5].

- [1] *Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий*. Масштаб 1:2500000. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
- [2] *Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др.* Новые данные о возрасте реперных магматических комплексов Амурского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. – С. 118–119.
- [3] *Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др.* Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурья-Цзямусинский супертеррейн) // *ДАН*. – 2009. – Т. 424, № 5. – С. 644–647.
- [4] *Wilde S.A., Fuyuan Wu, Xingzhou Zhang.* Late Pan-African magmatism in the Northeastern China: SHRIMP U-Pb zircon evidence from granitoids in the Jiamusi Massif // *Prec. Res.* – 2003. – V. 122. – P. 311–327.
- [5] *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: Its composition and evolution. – Blackwell: Scientific. Publ., 1985. – 312 p.

РУДООБРАЗУЮЩИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ СИСТЕМЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПРОВИНЦИЙ ФАНЕРОЗОЯ

*Л.Ф. Сырицо**, *В.С. Абушкевич***, *Е.В. Баданина**, *Е.В. Волкова**

*Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет

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

В пределах рудных редкометалльных узлов (РРУ) провинций фанерозоя (Забайкалье, Приморье, Горный Алтай, Чешский массив), как правило, проявляются характерные вулканоплутонические и гидротермально-метасоматические ассоциации пород, связанные с выходами массивов редкометалльных гранитов (РГ). Эти ассоциации состоят из массивов РГ, малых штоков и дайковых поясов кислых субэффузивных и эффузивных пород, а также грейзенов и кварц-вольфрамит/касситеритовых рудных жил, трассирующих ареалы выходов массивов РГ. Все перечисленные породы в разной степени продуктивно рудоносны: Li-F типы РГ – тантал, литий; низколитиевые малофтористые типы РГ – вольфрам, тантал, олово; грейзены – олово, литий, вольфрам, висмут; риолиты – олово, бериллий, уран; кварцевые жилы – олово, вольфрам, висмут. Постоянная пространственная приуроченность этих пород к массивам РГ, общность геохимической специализации, проявляющаяся в обогащении литофильными редкими элементами и сходном характере распределения тугоплавких редких элементов позволяют предполагать их определённую петрологическую взаимосвязь.

Изотопно-геохронологические исследования (Rb-Sr и Sm-Nd изотопные системы) таких объектов в пределах РРУ Забайкалья (Хангилайский, Этыкинский, Шерловогорский, Шумиловский, Букука-Белухинский) свидетельствуют о формировании всего комплекса указанных пород в рамках единых временных интервалов с РГ (общие Rb-Sr и Sm-Nd изохроны для каждого рудного узла).

Изотопно-геохимические и геохимические данные подтверждают представление об едином (или сходном) источнике вещества для образования этих пород при различной степени проявления мантийно-корового взаимодействия, оцениваемой по $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и величинам $\text{IR}(\text{Sr})$ и $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$. Из перечисленных выше пород по этим параметрам наиболее близки РГ онгониты, в то время как трахириодациты и оловоносные ультракалиевые риолиты характеризуются меньшей долей деплетированной составляющей, повышенным содержанием тугоплавких элементов – Ti, Ta, Nb, Zr, Hf, P3Э и Ba, высокими температурами кристаллизации (до 1100 °C), что позволяет предполагать более глубокий источник их формирования. Так, всё разнообразие пород Шерловогорского рудного узла, включая РГ, онгониты, ультракалиевые оловоносные риолиты, укладывается в интервал формирования $141,4 \pm 1,8$ Ма при $\text{IR}(\text{Sr})=0,7039 \pm 23$ и $\text{СКВО}=0,64$, при $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ от 0,1139 до 0,3408 и величине ϵNd от $-1,9$ (граниты, онгониты) до $+0,3$ (риолиты).

Полученные данные свидетельствуют об одновременности формирования РГ и рудоносных кварцевых жил, однако при этом характеризуются несколько различными значениями первичного отношения стронция. Так, формирование вольфрамоносного Спокойнинского массива РГ соответствует $144,6 \pm 2,1$ Ма при $\text{IR}(\text{Sr})=0,70659 \pm 42$, в то время как возраст формирования кварц-вольфрамит-касситеритовых жил Увального и Приваловского месторождений находится в интервале $144,0 \pm 2,1$ Ма (что в пределах погрешности является тем же самым), однако при $\text{IR}(\text{Sr})=0,708598 \pm 74$ (Rb-Sr изохроны). Таким образом, одновременность формирования этих объектов при некотором различии $\text{IR}(\text{Sr})$ (которое, вероятно, можно объяснить большей контаминацией коровым веществом при формировании рудоносных жил) указывает, вероятно, на единый источник.

Образование кварц-вольфрамитовых жил в пределах крупных вольфрамовых месторождений, не обнаруживающих явной связи с гранитоидами (Букука-Белухинский рудный узел), оказалось одновременным с выявленными нами уникальными по составу дайками риодацитов – общая Rb-Sr изохрона для жил и риодацитов $138,5 \pm 1,0$ Ма, $\text{IR}(\text{Sr})=0,709042 \pm 93$. Расплав риодацитов, оцененный ионно-зондовым методом по составу регомогенизированных стёкол рас-

плавных включений, показал полное сходство этих пород с онгонитами по уровням концентрации лития (690 и 750 г/т), рублидия (1000 и 924 г/т) и цезия (153 и 185 г/т) соответственно. В отличие от онгонитов эти породы обогащены тугоплавкими элементами (Zr, Nb и P3Э). Таким образом, тесная пространственная ассоциация даек риодацитов и жил (одна система трещин), одновременность их образования, сходная Li-F специализация – повышенные содержания лития (0,56 Li₂O) и фтора (2,96 мас.% F) в составе слюд из жил – позволяют предполагать общий источник их формирования.

Полученные материалы свидетельствуют о том, что возникновение описанных рудообразующих гранитоидных систем определяется, прежде всего, спецификой геодинамических режимов (а именно плюмовой тектоникой, интенсивно проявленной в регионе в это время) [1], определяющих разломы глубинного заложения, активное мантийно-коровое взаимодействие, пульсационный характер процессов магмогенерации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 08-05-00771-а, 08-05-00766-а, 09-05-01222-а, 09-05-10054-к).

[1] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. – 2003. – Т. 11, № 6. – С. 556–586.

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА И ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ФОРМИРОВАНИЯ ПОРФИРОВИДНЫХ ГРАНИТОВ КРАСНОКАМЕНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

*Е.В. Толмачева**, *Г.А. Шатков**, *Н.Г. Бережная**, *А.В. Антонов**,
*С.Д. Великославинский***, *С.А. Сергеев**

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

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

Интерес к изучению порфировидных гранитов, расположенных в пределах Аргунского и Жерлового месторождений в западной части Стрельцовской кальдеры (Ищукова, 2007), обусловлен аномально высокими содержаниями урана в цирконах, выделенных из них, – до 1,5 %. Граниты состоят из крупных (0,5–3,0 мм) порфировых вкрапленников мориона и полевого шпата в тонкозернистой (вплоть до скрытокристаллической) флюидальной основной массе. Они пересыщены SiO_2 (78 %), содержат много щелочей (7,5 %) при преобладании калия над натрием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=3,8$) и закиси железа над окисью ($\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3=1,9$).

Для гранитов и выделенных из них цирконов были проведены термобарогеохимические исследования. В результате установлено, что минеральный парагенезис гранитов был сформирован в течение двух стадий. На первой стадии формировались вкрапленники мориона и ортоклаза. Морион имеет магматическую природу, так как содержит многочисленные первичные расплавные включения. Расплавные включения частично раскристаллизованы, силикатное стекло отмечается в количестве 10–25 % от объема включения. Температура гомогенизации расплавных включений варьируется в интервале 1015–1020 °С. С расплавными включениями сингенетичны многочисленные флюидные включения двух типов: 1) газовой-жидкие углекислотные включения с кристаллами в жидкой фазе и 2) газовой-жидкие высококонцентрированные (соль NaCl , реже KCl) водные включения, концентрация солей в которых достигает 80 % по массе. Это свидетельствует о расслоенном состоянии флюида в кристаллизующемся расплаве. Обилие флюидных включений, сингенетичность расплавных и флюидных включений и расслоенное состояние флюида указывают на то, что кристаллизация мориона происходила из флюидонасыщенных расплавов в условиях проявления дегазации при относительно небольшом (менее 2,5 кбар) давлении. Давление флюида, оцененное по плотности CO_2 в газовой-жидких включениях, не превышало 2 кбар. Вкрапленники мориона трещиноватые и деформированные. В ортоклазе также наблюдаются единичные расплавные включения, но его сильная, вплоть до полной, каолинизация не позволяет достаточно надежно определить РТ-условия его образования.

На второй стадии формировалась тонкозернистая основная масса, вмещающая вкрапленники мориона и каолинизированного ортоклаза, которая была изучена на электронном микроскопе. Она состоит из мелких (150–350 мкм) идиоморфных кристалликов ортоклаза, интерстиции между которыми выполнены зернами бесцветного кварца. Ортоклаз характеризуется небольшим содержанием натрия и пористой структурой. Большая часть пор заполнена флюидом. В бесцветном кварце наблюдаются субмикроскопические (1–3 мкм) первичные расплавные включения, что свидетельствует о магматогенной природе тонкозернистой массы.

Тонкозернистая масса также заполняет трещины в морионе. В наиболее широких трещинах она имеет полнокристаллическую структуру, в то время как в тонких (не более 4–5 мкм) трещинах она представляет собой силикатное стекло, обогащенное калием, фосфором и цезием. На продолжении трещин в морионе наблюдаются вторичные расплавные включения, соответствующие внедрившемуся в трещины расплаву. Они аналогичны первичным расплавным включениям в бесцветном кварце тонкозернистой массы. Интервал температур гомогенизации вторичных расплавных включений в морионе соответствует 990–995 °С. Таким образом, кристаллизация пересыщенного флюидом расплава, формировавшего тонкозернистую массу, сопровождалась интенсивной дегазацией, что привело к формированию ее пористой структуры.

Флюид углекислотный, преимущественно газовый, реже газовой-жидкий. Интенсивно проявлено кипение флюида. Давление, определенное по плотности CO_2 в газовой-жидких включениях, составляет 800–850 бар. В морионе аналогичные флюидные углекислотные включения отмечаются как вторичные.

Большой объем флюида, отделяющегося от кристаллизующегося расплава, привел к интенсивным автотасоматическим процессам. На это указывают многочисленные цепочки вторичных включений, секущие как морион, так и тонкозернистую массу. Наиболее ранними из них являются водные газовой-жидкие включения, обычно содержащие кристаллик карбоната, гомогенизирующиеся при температуре 240–250 °С, и редкие газовой-жидкие включения CO_2 . Флюидное давление автотасомоза, оцененное по плотности CO_2 во вторичных включениях в морионе, не превышало 800 бар. Наиболее поздние вторичные включения – водные газовой-жидкие. Их температура гомогенизации варьируется в интервале 110–180 °С.

Цирконы, выделенные из порфировидных гранитов, имеют сложное строение и состоят из корродированных ядер и двух оболочек: первой – широкой и второй – тонкой. В ядрах наблюдаются расплавные, почти полностью раскристаллизованные включения, аналогичные первичным расплавным включениям в морионе. В первой оболочке также наблюдаются расплавные включения, но они состоят преимущественно из силикатного стекла и аналогичны первичным расплавным включениям в бесцветном кварце тонкозернистой массы. Вторая, тонкая, оболочка содержит флюидные включения и обогащена твердофазовыми включениями урансодержащих минералов. Соответственно ядра и первая оболочка имеют магматическое происхождение, причем ядра цирконов из более глубоких интрузивных пород, первая оболочка цирконов из гипабиссальных или вулканогенных пород, вторая оболочка автотасоматического генезиса. Цирконы из гранитов характеризуются двумя конкордантными U-Pb возрастами (SHRIMP) с разницей между ними около 6 Ма (Н.Г. Бережная, устное сообщение).

Результаты термобарогеохимического изучения породообразующих минералов и циркона, а также геохронологические данные свидетельствуют о полистадийном генезисе гранитов, образовавшихся в результате телескопирования двух разновозрастных магматических процессов. Длительность перерыва между ними, в течение которого вкрапленники ортоклаза были каолинизированы, составляет около 6 Ма. Второй магматический процесс завершился интенсивным автотасоматозом. Таким образом, изученные граниты, вероятно, представляют собой магматическую брекчию.

Урановая минерализация в цирконах и гранитах, по-видимому, связана со смешением двух различных по возрасту и составу флюидных систем. Первая система – существенно водно-солевой высококонцентрированный флюид первого магматического процесса, высвободившийся в процессе термобарической активизации под воздействием флюидонасыщенных расплавов второго магматического процесса. Вторая система – исключительно углекислотный кипящий флюид второго магматического процесса. Вероятно, уран содержался в углекислотном флюиде в виде карбонатных комплексов $(\text{UO}_2^{2+})(\text{CO}_3)_2^{2-}$ и $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$, являющихся, по данным многих исследователей, основными формами миграции урана. В результате смешения флюида происходило разрушение урансодержащих карбонатных комплексов (высаливание) и формирование урансодержащих минералов как в тонкозернистой массе, так и в связанных с ней цирконах. Большой объем флюида, отделяющегося от кристаллизующихся расплавов, мог привести к созданию мощной гидротермальной системы, обусловившей автотасоматические процессы и связанную с ними урановую минерализацию.

ГРЕНВИЛЬСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

*А.А. Третьяков**, *А.Б. Котов***, *Ф.А. Летников****, *К.Е. Дегтярев**, *Е.Б. Сальникова***,
*К.Н. Шатагин*****, *С.З. Яковлева***, *А.М. Федосеенко***

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

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

***Иркутск, Институт земной коры СО РАН

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

В пределах многих докембрийских массивов центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса широко распространены гренавильские магматические и метаморфические комплексы, формирование которых обычно связывается с образованием суперконтинента Родиния. К настоящему времени гренавильские магматические комплексы выделены и в западной части этого пояса – в Кокчетавском сиалическом массиве [7]. Однако до сих пор их возраст слабо обоснован геохронологическими данными.

Докембрийские комплексы Кокчетавского массива представлены в различной степени метаморфизованными осадочными и изверженными породами, которые слагают пакеты смятых в складки тектонических пластин [9]. К наиболее древним кристаллическим образованиям этого массива относятся гнейсы и кристаллические сланцы зерендинской серии нижнего протерозоя. Метаморфические породы этой серии прорваны многочисленными массивами гранитоидов, на которые наложены метаморфические преобразования в условиях амфиболитовой фации. Структурно выше пород зерендинской серии залегают рифейские метаморфизованные кислые вулканы (кууспекская свита) и серицитовые и глинистые сланцы, кварциты и кварцито-сланцы (шарыкская и кокчетавская свиты) [1, 6]. Стратиграфические соотношения рифейских комплексов и зерендинской серии не установлены.

Позднедокембрийские гранитоиды и вулканы кууспекской свиты, для которых получены новые геохронологические данные, распространены в восточной и северной частях Кокчетавского массива.

Позднедокембрийские гранитоиды представлены небольшим Кумкосякским массивом (2,0×0,5 км), который расположен в Боровском блоке Кокчетавского массива вблизи его контакта с нижнепалеозойскими комплексами Степнякской зоны (район пос. Кумкосяк). Этот массив образован неравномерно брекчированными и эпидотизированными среднезернистыми гранодиоритами и крупнозернистыми габбро-диоритами. Он залегает в ядре небольшой опрокинутой на юго-юго-восток антиклинали. На крыльях этой антиклинали гранитоиды с несогласием перекрываются аркозовыми осадочными брекчиями, содержащими обломки кремнистых туффитов и горизонты аркозовых песчаников. Разрез этой осадочной толщи нарастается серыми кремнистыми туффитами, туфами и туффитами среднего состава, аркозовыми песчаниками и завершается полимиктовыми крупногалечными конгломератами и конглобрекчиями, состоящими из обломков гранитоидов, габбро, диоритов и кремнистых туффитов. Общая мощность осадочной толщи не превышает 100–150 м. Юго-восточное крыло антиклинали нарушено надвигом северо-западного простирания, по которому гранитоиды и обломочные породы надвинуты на кварциты кокчетавской свиты.

Для магматического циркона из гранодиоритов Кумкосякского массива (проба 1-III; 53°09'22,8" с.ш.; 70°28'36,9" в.д.) получена оценка возраста 1128±12 млн лет [4]. В породах осадочной толщи, перекрывающей этот массив, органических остатков не обнаружено. По строению разреза эта толща близка к среднеордовикской степнякской свите, широко распространенной в западной части одноименной зоны [1].

Вулканы кууспекской свиты наиболее полно представлены в обнажениях по правому берегу р. Чаглинка в ее среднем течении – между пос. Чайкино на севере и Чаглинским водохра-

нилицем на юге. Здесь в строении разреза свиты участвуют неравномерно расланцованные порфиroidы, которые состоят из вкрапленников кварца и калиевого полевого шпата, погруженных в кварц-полевошпатовую основную массу. На отдельных участках порфиroidы превращены в кварц-полевошпат-слюдяные сланцы. Порфиroidы слагают крупную тектоническую пластину мощностью до 500–600 м, которая участвует в строении пакета тектонических пластин, смятого в узкую субширотную синформу. Другие пластины этого пакета сложены сланцами шарыкской свиты и ниже-среднеордовикскими кремнисто-терригенными и грубо-обломочными породами [2].

Аксессуарный циркон, выделенный из порфиroidов кууспекской свиты (проба ТК-05; 53°17'14.40" с.ш.; 69°14'32.20" в.д.), обладает всеми признаками магматического происхождения. Для него получена конкордантная оценка возраста 1136±4 млн лет.

Таким образом, в результате выполненных U-Pb геохронологических исследований получило подтверждение представление о присутствии на Кокчетавском массиве вулканических и плутонических комплексов позднедокембрийского (около 1100 млн лет) возраста [7]. С учетом полученных для них оценок возраста есть все основания полагать, что в пределах этого сиалического массива существуют фрагменты складчатых сооружений ранних гренвиллид. Более того, принимая во внимание геохронологические данные, имеющиеся на сегодняшний день для других районов Центрально-Азиатского складчатого пояса [3, 5, 8], можно предполагать, что эти фрагменты входили в состав единой системы гренвильских складчатых поясов, которые сейчас в виде прерывистой цепочки прослеживаются на огромное расстояние – от Амалатской глыбы на востоке до Кокчетавской глыбы и Актау-Джунгарского массива на западе.

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

- [1] *Геология Северного Казахстана (стратиграфия)*. – Алма-Ата: Наука, 1987. – 224 с.
- [2] Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. Кембро-ордовикская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса (Северный Казахстан) // *Геология и геофизика*. – 2005. – Т. 46, № 8. – С. 806–816.
- [3] Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Третьяков А.А. Докембрийские вулканические и гранитоидные комплексы Актау-Джунгарского массива (Центральный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 82–85.
- [4] Летников Ф.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф. Гранодиориты гренвильского этапа на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан) // *ДАН*. – 2007. – Т. 417, № 4. – С. 221–224.
- [5] Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г., Сергеев С.А., Руженцев С.В., Минина О.Р., Голионко Б.Г. U-Pb возраст цирконов из плагิโอгранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) // *ДАН*. – 2007. – Т. 412, № 5. – С. 661–664.
- [6] Розен О.М. Стратиграфия и радиогеохронология докембрия Кокчетавского массива // *Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня*. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. – С. 75–84.
- [7] Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Розен О.М., Поляков А.Л. О гренвильской фазе магматизма в Северном Казахстане // *Геохимия*. – 1970. – № 1. – С. 112–116.
- [8] Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Владыкин Н.В., Яковлева С.З. U-Pb возраст син- и постметаморфических гранитоидов Южной Монголии – свидетельство присутствия гренвиллид в Центрально-Азиатском складчатом поясе // *ДАН*. – 2005. – Т. 404, № 1. – С. 84–89.
- [9] Kaneko Y., Maruyama S., Terabayashi M. et al. Geology of the Kokchetav UHP-HP metamorphic belt, Northern Kazakhstan // *The Island Arc*. – 2000. – № 9. – P. 264–283.

МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ ФУНДАМЕНТА КОКЧЕТАВСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

О.М. Туркина*, Ф.А. Летников**, А.В. Левин**

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

**Иркутск, Институт земной коры СО РАН

В различной степени деформированные и разгнейсованные гранитоиды широко представлены в структуре фундамента Кокчетавского микроконтинента. Совместно с породами высоких и сверхвысоких давлений (кумдыкольская свита), высокоглиноземистыми биотит-гранат-кианитовыми сланцами (берлыкская свита) гранитогнейсовый комплекс рассматривается в составе зерендинской серии. Возраст фундамента микроконтинента на основании величин модельного Nd возраста и U-Pb возраста детритовых цирконов из метатерригенных пород, в том числе алмазоносных гнейсов, считается палеопротерозойским (2,0–2,6 млрд лет) [1 и др.]. Возраст метаморфогенных цирконов из гнейсов зерендинской серии U-Th-Pb методом был оценен в 1150 ± 50 млн лет [2].

Для оценки возраста пород фундамента Кокчетавской глыбы и выявления роли допалеопротерозойского гранитоидного магматизма в эволюции коры этой структуры было выполнено петролого-геохимическое и геохронологическое исследование гнейсогранитов, которые обнажены в береговых обрывах Чаглинского водохранилища в окрестностях г. Кокчетав. Гранитоиды имеют гипидиоморфнозернистые до катакластических структуры и гнейсовидные, грубополосчатые текстуры. Деформации сопровождались регрессивными изменениями, выраженными в развитии серицита по плоскостям разгнейсования. Гранитоиды сложены плагиоклазом, микроклином, кварцем и биотитом, в качестве акцессорных минералов присутствуют циркон и апатит. По содержанию петрогенных элементов изученные породы соответствуют преимущественно лейкогранитам нормального ряда щелочности с преобладанием калия над натрием ($K_2O/Na_2O = 1,5-2,2$). Слабопералюминиевый характер и высокая железистость ($FeO^*/FeO^*+MgO = 0,86-0,97$) гранитоидов позволяют относить их к А-типу гранитов. Это заключение подтверждается и высокими концентрациями в изученных гранитоидах высокозарядных элементов, особенно Nb (14–26 г/т), Ta, Y, а также тяжелых РЗЭ. Редкоземельные спектры гранитоидов слабо фракционированные с низким $(La/Yb)_n$ (4,0–8,8) и отчетливым Eu минимумом (0,02–0,64). На мультиэлементных спектрах отчетливо проявлены отрицательные аномалии Sr, P, Ti, тогда как отрицательная аномалия по Nb выражена слабо; все это подчеркивает сходство с А-гранитами. Исследованные гранитоиды имеют повышенные Y/Nb (1,1–7,1) и Yb/Ta (1,0–4,7), что характерно для продуктов плавления сиалических источников, тогда как дифференциаты основных магм обладают низкими Y/Nb и Yb/Ta ($< 1,2$) отношениями, более близкими к значениям для базальтов океанических островов ($\sim 0,6$). Гранитоиды характеризуются палеопротерозойскими значениями модельного Nd возраста – $T_{Nd}(DM) = 2,3-2,4$ млрд лет и низкими отрицательными величинами ϵ_{Nd} (–7,8) на время образования ($\sim 1,15$ млрд лет), что свидетельствует об их формировании за счет плавления раннедокембрийской коры, очевидно, представляющей фундамент Кокчетавского микроконтинента.

Для определения возраста гранитоидов была отобрана проба в скальном обнажении на берегу Чаглинского водохранилища (53°13'44" с.ш., 69°15'20" в.д.). Датирование было выполнено U-Pb методом (SHRIMP II) по единичным зернам циркона в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Циркон представлен коричневыми призматическими кристаллами ($K_u = 1,5-2,0$), имеет корродированную поверхность и внутренние трещины, что, вероятно, связано с наложенными деформациями. Отчетливо выраженная осцилляторная зональность и величины Th/U отношения (0,4–0,5) являются типичными для магматических цирконов. По семи точкам рассчитан конкордантный возраст циркона, составляющий 1148 ± 16 млн лет (СКВО=6,2) (рисунок). С этой величиной в пределах ошибки перекрывается средневзвешенный возраст 1169 ± 12 млн лет, характеризующийся низким значением СКВО (0,34). С учетом магма-

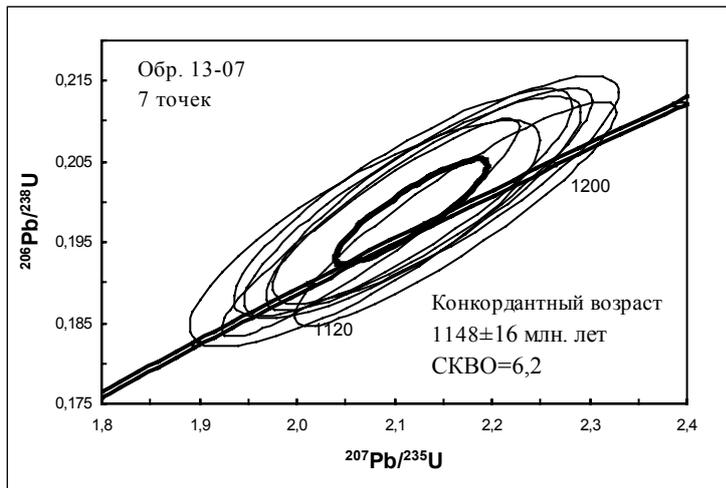


Диаграмма с конкордией для цирконов из гнейсогранита (обр.13-07).

Боровского гранитного массива [3]. Новые и ранее опубликованные [2] геохронологические данные свидетельствуют о масштабном проявлении метаморфизма и гранитоидного магматизма гренвильского этапа в структуре Кокчетавского микроконтинента. Вероятно, Кокчетавский микроконтинент входил в структуру суперконтинента Родиния и представляет собой коровый блок, образовавшийся в результате его распада в неопротерозое. Изотопные Sm-Nd характеристики гнейсогранитов подтверждают представление о палеопротерозойском возрасте коры фундамента Кокчетавского микроконтинента.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 08-05-00182), интеграционного проекта СО РАН (ИП №19) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10.

- [1] Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 12. – С. 1645–1666.
- [2] Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Розен О.М., Поляков А.Л. О гренвильской фазе магматизма в Северном Казахстане // Геохимия. – 1970. – № 1. – С. 112–116.
- [3] Летников Ф.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф. Гранодиориты гренвильского этапа на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан) // ДАН. – 2007. – Т. 417, № 2. – С. 221–224.

тического происхождения датированного циркона, полученное возрастное значение ~1150 млн лет соответствует времени образования гнейсогранитов.

Результаты датирования позволяют заключить, что формирование гнейсогранитов было связано с гренвильскими орогенными событиями и, судя по геохимическим характеристикам гранитоидов, происходило на стадии постколлизии растяжения. Ранее гренвильский возраст (1128±12 млн лет) был установлен для гранодиоритов из небольших интрузивных тел в породах зерендинской серии к северо-востоку от

ОБЪЁМНАЯ ГЕОМЕТРИЯ ДАУРСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

*Е.Х. Турутанов**, *А.В. Степаненко**, *Б. Буянтогтох***

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

**Улаанбаатар, Монголия, Исследовательский центр астрономии и геофизики, bazaryn_b@yahoo.com

Изучение петрологии, геохимии и металлогении мезозойских гранитоидных интрузий является основной задачей исследований, проводимых с целью: а) уточнения существующих карт геохимических типов этих интрузий; б) выяснения закономерностей распределения рудных и некоторых редких элементов в процессе развития и становления интрузий; в) определения критериев рудоносности вольфрамо- и оловоносных интрузивов; г) решения ряда теоретических вопросов происхождения гранитных магм и размещения связанных с ними полезных ископаемых.

Для более полного решения этого круга задач необходимо иметь представление о глубинной морфологии мезозойских гранитных плутонов, которые обычно слабо вскрыты на уровне современного денудационного среза. Определение пространственной формы гранитных массивов может быть выполнено геофизическими методами исследований, и в частности гравиметрическими. Если кислые граниты (а именно такие разности преобладают в общем объёме мезозойских интрузий Монголии) прорывают складчатые песчано-сланцевые толщи, то их аномальная плотность (недостаток плотности плутонов относительно вмещающих пород) составляет 0,1–0,2 г/см³. В этих условиях крупные тела гранитов создают сравнительно интенсивные локальные гравитационные аномалии, количественная интерпретация которых и позволяет получить приближённое представление о морфологии плутонов. Успешный опыт исследований такого рода имеется в Восточном Забайкалье. Там установлено, что подавляющее большинство месторождений и рудопроявлений вольфрама и олова располагается в пределах проекций гранитных плутонов на дневную поверхность. Некоторые месторождения приурочены к куполообразным поднятиям кровли, в которых граниты не вскрыты денудацией [1, 2], поэтому результаты гравиметрических исследований морфологии плутонов могут быть использованы и для ориентировки поисковых работ.

В настоящей работе приведены результаты интерпретации гравиметрических данных области Даурского свода Восточного Забайкалья, характеризующегося преимущественным развитием гранодиоритов главной фазы батолитовых интрузий, с которыми связаны комплексы, несущие оловорудную и другую минерализацию. В задачу исследований входило изучение главным образом особенностей подземной формы всего Даурского гранитоидного батолита.

Для интерпретации были использованы декомпенсационные аномалии [3]. Целесообразность использования декомпенсационных аномалий для интерпретации состоит в том, что в этих аномалиях элиминируется влияние локальной изостатической компенсации. Последняя искажает гравитационные эффекты геологических объектов в сторону уменьшения их интенсивности. Для тел шириной несколько километров таким искажением можно пренебречь, но когда горизонтальные размеры плотностных неоднородностей превышают 50–100 км, интенсивность аномалий может измениться весьма значительно, что приведет к неверной оценке объема тел.

Средняя плотность палеозойских гранитов для различных комплексов исследуемого региона практически одинакова и с учетом заполнения части порового пространства водой составляет 2,62 г/см³. Средняя плотность вмещающих осадочных и осадочно-вулканогенных метаморфизованных толщ на большей части территории соответствует интервалу 2,66–2,82 г/см³. С учетом вышесказанного, средняя величина недостатка плотности гранитов близка к 0,1 г/см³ [4].

Представление о форме и размерах плотностных неоднородностей можно получить методом подбора моделей, гравитационное влияние которых согласуется с выделенными аномалиями.

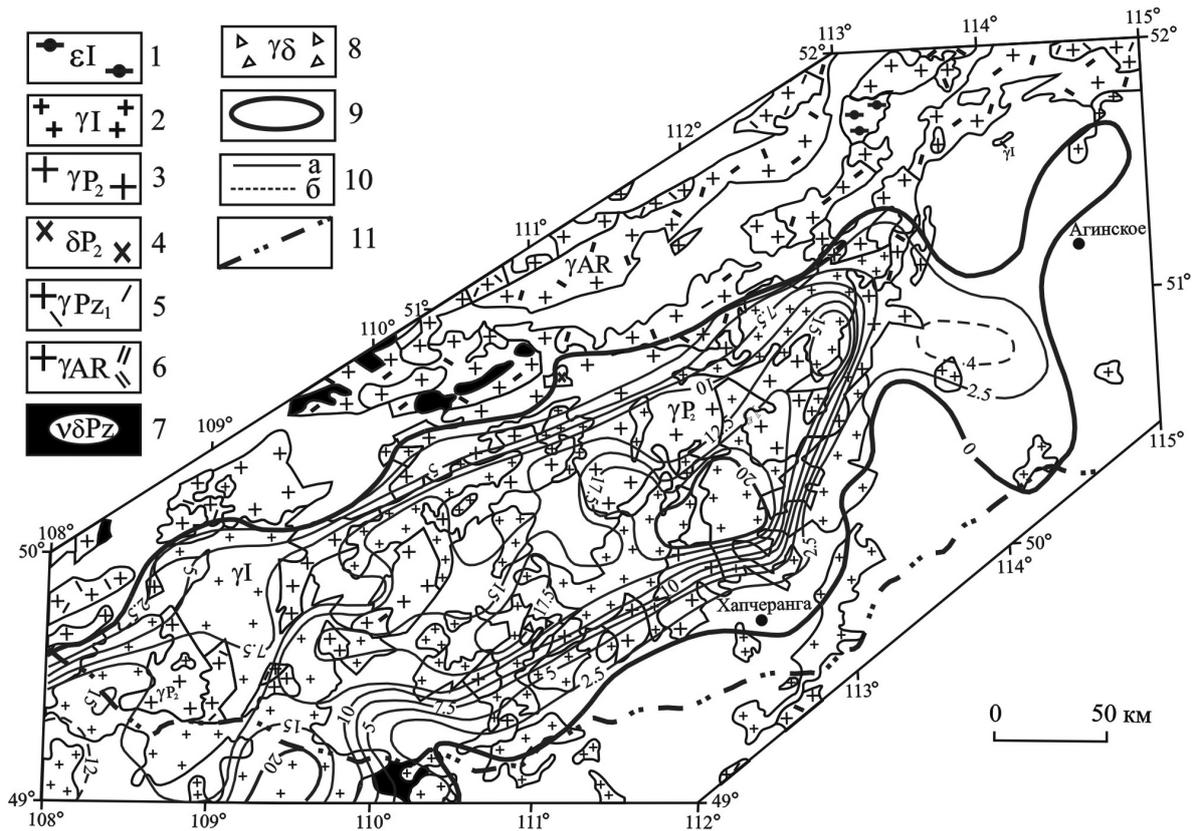


Схема изолиний толщины Даурского гранитоидного батолита. 1 – юрские сиениты; 2 – юрские граниты; 3 – пермские граниты; 4 – пермские диориты; 5 – нижнепалеозойские граниты; 6 – архейские граниты; 7 – палеозойские габбро-диориты; 8 – гранодиориты нерасчленённые; 9 – контуры проекции гранитоидного тела на земную поверхность; 10 – линии равной толщины гранитоидов: а – основные, б – дополнительные; 11 – государственная граница.

ми силы тяжести. Для этого использовалась программа для полигональных призм [5]. Количественная интерпретация осуществлялась с помощью инверсии декомпенсационных аномалий способом наименьших квадратов при аппроксимации геологических тел ограниченными по простиранию трехмерными горизонтальными призмами с вертикальными сечениями, имеющими форму многоугольников.

Результаты количественных расчетов подтверждают возникшее при качественном анализе гравитационного поля предположение о том, все крупные и ряд других, более мелких, гранитных массивов, расположенных в пределах полосы пониженных значений гравитационного поля, на глубине сливаются в единое линейно вытянутое интрузивное тело. Площадь его проекции на земную поверхность превышает 30 000 км². Плутон протягивается на расстояние около 400 км при ширине, изменяющейся от 40 до 120 км (рисунок). Его вертикальная мощность (толщина) изменяется по простиранию от 2 до 20 км, составляя в среднем 5–7 км. На интерпретационных разрезах массивы, составляющие этот плутон, представляют собой уплощенные по вертикали линзовидные тела со сложной конфигурацией. Плутон имеет крутые контакты на юго-востоке и северо-западе. В целом интрузивное тело представляет собой огромную пластину со сложно построенной подошвой и субгоризонтальной кровлей. Отнесение его к какой-то определенной форме интрузивных тел затруднительно, хотя, судя по интерпретационным разрезам, она близка к лополитообразной (рисунок). Данные объемного моделирования позволяют сделать вывод о том, что характерной чертой морфологии гранитных тел, расположенных в пределах Даурского поля гранитоидов, является их уплощенность по вертикали, хотя на отдельных участках толщина этих тел достигает 20 км. Конфигурация формы батолита подчиняется сети крупных разломов, в местах пересечения которых отмечается его максимальная толщина.

Обращает на себя внимание интересная особенность морфологии интрузивных тел: на участках, где их мощность увеличивается, отмечаются, как правило, и выступы кровли, в которых гранитоиды обнажаются в современном денудационном срезе, и прогибы их подошвы. С одной стороны, такая закономерность соответствует концепции о «всплывании» гранитоидной магмы сквозь более плотные вмещающие породы [6]. Большие недостатки масс, приуроченные к раздувам интрузивного тела, могли обеспечивать и большую подъемную силу, что приводило к формированию выступов кровли. С другой стороны, прогибы подошвы, по всей вероятности, соответствуют местам поступления магмы с больших глубин, т.е. эти углубления маркируют положение подводных каналов. Последнее утверждение относится, прежде всего, к локальным углублениям подошвы, которые выделяются в пределах ее узких протяженных прогибов. Сами подводные каналы гравиметрией не фиксируются, по-видимому из-за их небольшого диаметра. Можно полагать, что гранитоидная магма внедрялась по узким каналам из глубоких очагов под действием сил сжатия. Архимедовы же силы могли оказывать некоторое влияние на морфологию интрузивов в процессе их становления. Можно полагать, что в формировании крупных гранитоидных тел значительная роль принадлежит тектонической обстановке верхней части земной коры.

- [1] Зорин Ю.А. К вопросу о геологической интерпретации геофизических данных по некоторым гранитным плутонам Восточного Забайкалья // Записки Забайкальского отдела Географического общества СССР. – Чита, 1963. Вып. XXI. Тр. геол. секции № 2. – С. 135–141.
- [2] Зорин Ю.А., Бугров Ю.Н. Морфология кровли Хапчерангинского плутона по геофизическим данным // Записки Забайкальского отдела географического общества СССР. – Чита, 1964. Вып. XXIII. Тр. геол. секции № 2. – С. 145–147.
- [3] Зорин Ю.А., Письменный Б.М., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Декомпенсационные аномалии силы тяжести // Геология и геофизика. – 1985. – № 8. – С. 104–108.
- [4] Зоненшайн Л.П. Сводный отчет о геологосъемочных работах м-ба 1:1000000, выполненных экспедицией № 15 в 1964–1966 гг. – М., 1967. – 256 с.
- [5] Webring M. Semi-automatic Marquardt inversion of gravity and magnetic profiles // U.S. Geological Survey Open-File Report OF 85-122. – Denver: USGS, 1985. – 48 p.
- [6] Турутанов Е.Х., Зорин Ю.А. Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1978. – 60 с.

ПРОБЛЕМА ТЫЛОВЫХ ЧАСТЕЙ И ОГРАНИЧЕНИЙ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ

Г.Ф. Уфимцев

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

Проблемы изучения переходных зон от континента к океану многочисленны и многообразны и начинаются они, пожалуй, в их понятийно-терминологическом обозначении. Мы говорим, во-первых, о континентальных окраинах атлантического и тихоокеанского типов, во-вторых, об активных и пассивных типах переходных зон от континента к океану. Синонимы ли это, либо в соответствующие понятия вкладываются некие различия? Кроме того, слова «активный» и «пассивный» в геологической терминологии часто теряют свой прямой смысл: обнаружение на шельфах и континентальных склонах окраин атлантического типа глубоких прогибов, в том числе заполненных осадками со значительным содержанием углеводов, никак не свидетельствует об их пассивном характере, а их морфотектонические особенности дают дополнительные основания для такого утверждения.

Морфотектонические построения имели и продолжают иметь особое значение в изучении переходных зон от континента к океану. Следует указать на одну научную проблему, в решении которой они обретают существенное значение – это определение их тыловых частей и тыловых от континента ограничений. Насколько в пределы континента (верхних частей континентальной литосферы) «проникает» геодинамика переходных зон и как определить положение края «устойчивого континента», литосфера которого уже (или еще) не претерпевает преобразований, свойственных переходной зоне как полосе взаимодействия континентов и Океана?

Именно на так называемых пассивных континентальных окраинах мы находим хороший пример ясного морфотектонического выражения края устойчивого континента – это великие надбереговые уступы (эскарпменты), распространенные особенно широко на краях гондванских материков и субконтинентов. Они нередко непрерывными и монолитными стенами высотой до 3500 м возвышаются над шельфами и низкими береговыми равнинами как продолжениями первых, прибрежными равнинными или холмистыми денудационными ступенями. Великие уступы ограничивают от океана громадные наклонные в сторону суши поднятия (типа плоскогорья Декана в Индостане), которые представляют собой гигантские плечи-противоподнятия рифтогенных (квазирифтогенных) по своей природе шельфовых прогибов и бассейнов. Эта ситуация в известной мере повторяется и на востоке Азии, о чем речь ниже.

В свою очередь, великие надбереговые уступы как края устойчивого континента не являются статичными образованиями. Наблюдения морфологии великого уступа, ограничивающего Декан от береговых равнин и шельфа Аравийского моря, показали, что ему свойственно параллельное самому себе отступление в сторону континента благодаря тектоническому дроблению верхней литосферной пластины и переукладке тектонических блоков, обеспечивающей ее общее утонение. За счет этого и сопутствующих денудационных процессов происходит расширение в конечном счете шельфовых и побережных бассейнов. Такого рода морфотектонические преобразования нельзя относить к «пассивной» тектонике.

Переходные зоны от континента к океану, составляющие Тихоокеанское кольцо, имеют более сложное строение. Полный набор их структурных (в морфотектоническом смысле) элементов составляют: глубоководный желоб и островодужное поднятие, глубоководная котловина окраинного моря, аваншельф, включая линейные прогибы типа Татарского и Тайваньского проливов, шельфовые бассейны окраинных морей, новообразованные (Сахалин) или редуцированные (возвышенность Ямато) континентальные геоблоки. К этому списку следует добавить один элемент, на который еще мало обращается внимания – это окраинно-материковые рифтовые зоны (Северное Приохотье и Нижнее Приамурье), которые располагаются на прибрежной суше и погребенные (редуцированные) аналоги которых составляют промежуточный орогенный структурный этаж шельфовых бассейнов, например Охотского моря. Именно эти окраин-

но-материковые рифты со всеми их переходными к шельфам морфотектоническими формами типа краевых погруженных блоков и являются тыловыми образованиями переходной зоны от континента к океану на востоке Азии.

Что касается края устойчивого континента на востоке Азии, то здесь имеются и его ясные морфотектонические обозначения, и более сложные ситуации. В первом случае это тоже протяженные береговые уступы, пространственно совмещенные с окраинно-материковыми вулканическими поясами, и лучшие их примеры – это береговые скаты Джугджура и Сихотэ-Алиня. Эти тектонические уступы ограничивают от переходной зоны большие глыбовые поднятия, которые в новейшей геодинамике, по крайней мере отчасти, играют роль плечей-противоподнятий шельфовых бассейнов или линейных авлакогеноподобных прогибов (Татарский пролив) или глубоководных котловин окраинных морей. Здесь тыловые ограничения переходной зоны от континента к океану морфотектонически выражены достаточно четко. Более сложную картину мы видим в расположении на краю континента рифтовых зон. В сущности, это начальные элементы эволюционного ряда форм, обозначающего экспансию переходной зоны на континент. В рифтовой зоне Нижнего Приамурья мы обнаруживаем в ее структуре композиционные уступы, наложенные на другие неотектонические формы. Некоторые из этих уступов входят, возможно, в состав разломной системы Танлу. Композиционность такого рода тектонических уступов определяется их прерывистостью, морфологическими изменениями по простиранию и наложенностью на формы собственно континентальной морфотектоники. Например, композиционный тектонический уступ, ограничивающий с запада Нижнеамурскую рифтовую зону, наложен на крыло Ям-Алиньского свода, частично приподнимает его с перекосом, превращая в какой-то мере в плечо-противоподнятие указанной рифтовой системы.

Другая сложность определения тылового ограничения переходной зоны от континента к океану заключается в том, что и Нижнеамурская рифтовая зона, и подобные ей образования на востоке Азии связаны с большими впадинами и бассейнами, расположенными внутри континента, – это Среднеамурская впадина и далее на юго-запад синеклиза Сунляо, которая, в свою очередь, открывается на юге в шельфовый бассейн Желтого моря. На северо-западном борту синеклизы Сунляо наблюдается композиционный тектонический уступ на крыле сводового поднятия Большого Хингана, который располагается на краю высокой ступени устойчивого континента.

Таким образом, на востоке Азии наблюдается сложная ситуация: береговые протяженные тектонические уступы ясно обозначают край устойчивого континента, а композиционные уступы, часто непосредственно продолжающие первые, проникают в глубь континентальной суши, разделяя разновысотные ее ступени со свойственными им особенностями молодой геодинамики.

Надбереговые великие уступы и близкие к ним композиционные формы оказываются универсальными элементами, обозначающими край устойчивого континента в переходных зонах любого типа. В этом отношении интересную позицию имеет береговой эскарп Большого Водораздельного хребта Австралии. С одной стороны, он обозначает край устойчивого континента – фрагмента Гондваны, с другой – обращен в сторону глубоководных котловин окраинных Коралового и Тасманового морей.

Если восток Азии дает нам в основном примеры экспансии переходной зоны на континент, чему сопутствует базальтоидный вулканизм, то в восточной части Тихоокеанского кольца мы видим иную картину. Здесь переходная зона от континента к океану перед Андами имеет простое (сокращенное) строение: глубоководный желоб и прибрежное мелководье (шельф), под которым, впрочем, в погребенном состоянии могут находиться относительные поднятия за бровкой континентального склона – аналоги внешних поднятий островодужных систем, а также бассейны, подобные междуговым прогибам. На суше же над шельфом поднимается молодой орогенический пояс, со свойственным ему вулканизмом, отличающимся большой ролью риолитовой (континентальной по сути) формации. Здесь край устойчивого континента, видимо, обозначают лишь невысокие западные склоны береговых кордильер. Иногда мы видим особые ситуации. На большей части протяженности Андского горного пояса молодой вулканизм приурочен к центральной части нагорья и надстраивает общее его поднятие. Однако в районе «угла Арики», вогнутом изломе континентального массива, ситуация меняется. Здесь вулканические формации и вулканы занимают западный склон Анд и преобразуют его в той мере, что

он представляет собой пологонаклонный и громадный по площади вулканический дол. Здесь тектонические черты молодого орогенического пояса практически теряются и склон его оказывается аккумулятивным. В таких случаях край устойчивого континента теряет резкостной характер, как и на западе Северной Америки (регион Каскадных гор).

В заключение следует сказать, что пространственная совмещенность великих эскарпов и региональных гравитационных ступеней четко обозначает линейные зоны, в которых происходит либо утонение, либо, напротив, утолщение континентальной литосферы в тыловых частях переходных зон от континента к океану.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 08-05-00105).

ПРИОЛЬХОНЬЕ: КРАЕВАЯ СТУПЕНЬ И ПЛЕЧО БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА В НЕОТЕКТОНИЧЕСКОМ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ ОТНОШЕНИИ

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

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

Приольхонье – территория на западном побережье Байкала от устья р. Бугульдейки на юго-западе до пролива Ольхонские Ворота на северо-востоке, а также прилегающая часть Приморского хребта. В неотектоническом отношении последний представляет собой плечо-противоподнятия Байкальского рифта в форме наклонного на запад горста, ограниченного на юго-востоке сбросовым уступом Приморского разлома как части Обручевского сброса. Собственно Приольхонье представляет собой большую тектоническую ступень со сложной блоковой структурой и относится нами к краевым ступеням рифтов, которые от так называемых промежуточных ступеней отличаются по размерам в сотни раз, и к тому же промежуточные ступени являются элементами краевых сбросовых уступов рифтовых долин. Краевые ступени являются относительно поднятыми частями днищ последних.

Приольхонская краевая ступень заключена между Приморским и Приольхонским разломами как частями Обручевского сброса, образующего у устья р. Бугульдейки виргацию в северо-западном направлении. При этом Приморский разлом здесь обладает небольшой амплитудой вертикальных перемещений: собственно сбросовый уступ, фиксирующий положение главного сместителя в высоту не превышает первых сотен метров. Зато в морфологии ограничения плеча рифта значительна роль вершинного ската с рассредоточением вертикальных перемещений по небольшим сместителям и проявлением сдвиговых деформаций: нигде на западном борту мы не видим столь хорошо выраженных в рельефе правых сдвигов в зоне Приморского разлома, как именно в Приольхонье. Видимая амплитуда горизонтальных перемещений здесь достигает 1,5–2,0 км.

В блоковой структуре Приольхонской ступени можно выделить три главных особенности. Первая заключается в том, что узкие береговые блоки в зоне Приольхонского сброса обнаруживают перекосы с пологим наклоном на северо-запад, в сторону суши, что может считаться свидетельством молодых перемещений по листрическим сместителям. Вторая особенность – это наличие узкой, типа долины-грабена полосы относительных опусканий в подошве Приморского сброса, которая, расширяясь на северо-восток, смыкается с молодым рифтом Малого Моря. В сущности, последний благодаря этому приразломному погружению осуществляет экспансию в пределы краевой ступени, стремясь отделить ее от плеча-противоподнятия рифтовой долины. К этому понижению приурочены крупные речные палеодолины, выполненные контрастным манзурским аллювием, предположительно среднеплейстоценового возраста, а видимые его мощности превышают 10–12 м. Наконец, третья особенность новейшей тектоники Приольхонской ступени заключается в широком распространении своеобразных малых форм – трещин растяжения, выраженных плоскодонными микрограбенами шириной не более 3 м, ограниченных вертикальными скальными стенками высотой до 1 м. Их отличие от широко распространенных здесь морфологически близких форм избирательного выветривания метаморфических пород заключается в том, что это понижения-микрограбены, между тем как при избирательном выветривании доминируют грядовые формы. Трещины растяжения, или микрограбены, к тому же обладают разнообразной ориентировкой, а те из них, что располагаются над скальными клифами, могут быть следствием отседаний пластинчатых блоков в тыловой части Приольхонского сброса.

Новейшей геодинамике краевой ступени свойствен общий продольный ее перекосяк с погружением на северо-восток, к Малому Моря и Ольхонским Воротам. Это хорошо выражается в морфологии береговой зоны – от рiasовых берегов Ольхонских Ворот и до выровненной береговой зоны, прикрытой подгорными шлейфами склоновых отложений в сторону устья р. Бугульдейки. И в то же время видны следы общего инверсионного (?) воздымания краевой ступе-

ни: днища древних долин с манзурским аллювием в настоящее время располагаются на высотах 110 м и более над уровнем Байкала, а хорошо выраженный констративный характер разрезов древнего аллювия указывает на его формирование в условиях медленных общих погружений.

Структура рельефа Приольхонья характеризуется ярусностью. Верхний ярус рельефа составляют фрагменты древней доорогенной поверхности выравнивания в виде вершинной поверхности среднегорья со свойственным ей множественно выпуклым профилем. Обычно принимается мел-палеогеновый ее возраст. В местах, где Приморский хребет достигает гольцового пояса, эта поверхность выравнивания срезается молодыми поверхностями альтипланаии (нагорными террасами).

Молодой, или придолинный, ярус рельефа, к уровню которого привязаны и днища древних долин, заполненных манзурским аллювием, представляет собой систему долинных и перевальных педиментов шириной до 1 км и более. В бассейнах Бугульдейки и Анги этот уровень располагается на относительных высотах 100 м и более над днищами современных речных долин. Время его формирования определяется обычно неогеном, но в Приольхонье этот ярус рельефа, видимо, формировался вплоть до среднего плейстоцена, когда произошло инверсионное поднятие краевой ступени и сеть долин, заполненных манзурским аллювием, была разрушена. Сопутствующий этому эрозионный врез вывел днища современных речных долин к уровню Байкала. Это формирующийся рельеф, в составе которого нет денудационных равнин на бортах речных долин, но входят днища замкнутых озерных котловин – денудационные по существу образования, вложенные в поверхности долинных и перевальных педиментов на глубину до 50 м. В выработке этих замкнутых котловин и в особенности выносе из них продуктов выветривания эоловые процессы играют определяющую роль. Такая структура молодой формации рельефа не позволяет говорить о ней как о самостоятельном ярусе, поэтому мы предлагаем для него использовать термин «субъярус рельефа земной поверхности», подразумевая под этим, что он находится на стадии формирования и составлен разнообразными группировками форм, в том числе и не привязанных к общему базису эрозии, каковым в данном случае выступает уровень Байкала. Следует заметить, что именно в этом субъярусе рельефа широко распространен гриvistый микрорельеф за счет избирательной препарировки пластов и горизонтов устойчивых к выветриванию горных пород, что обусловлено, в первую очередь, широким проявлением эоловых процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-98098).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА СИЕНИТОВ: СИНТЕЗ НОВЫХ ДАННЫХ

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

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

**Иркутск, Институт земной коры СО РАН

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

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

Тажеранский массив сиенитов и нефелиновых сиенитов расположен в Приольхонье (Западное побережье Байкала). В 70-х годах прошлого века петрография и минералогия массива были детально исследованы А.А. Коневым и В.С. Самойловым, а полученные результаты суммированы в монографии. Тогда же была опубликована и первая геолого-петрографическая карта массива. Вместе с тем, многие аспекты геологии массива и его рамы, тектонической позиции массива в региональной структуре остались нерасшифрованными. Сейчас, в свете многочисленных новых данных, полученных в Ольхонском регионе, а также впервые выполненных геохронометрических датировок сиенитов, выясняется ключевое значение Тажеранского массива в системе структур коллизионного сооружения Западного Прибайкалья. Это инициировало необходимость составления пакета новых детальных карт геологического содержания. В докладе рассматриваются Геологическая и Тектоническая карты района массива Тажеран, подготовленные к изданию в 2009 г. Рабочий масштаб полевых карт – 1:5000. Макет геологической карты имеет масштаб 1:10000. Полевые исследования проводились с использованием данных дистанционного зондирования Земли (аэрофотоснимки четырех масштабов, в том числе – сверхкрупного – 1:5000; космические снимки с шести спутников США, Франции и Японии, в том числе – высокого и сверхвысокого пространственного разрешения, соответствующие масштабам 1:5000 и 1:2000; объемные космические цифровые модели рельефа).

1. Тектоническая позиция Тажеранского массива определяется его локализацией в рамках сдвиговой зоны Крестовая-Бирхин-Анга-Тажеран, и это – один из компонентов коллизионного коллажа, возникшего здесь в раннем палеозое в результате столкновения Сибирского кратона и Ольхонского террейна. В процессе коллизии были последовательно реализованы покровные, купольные и сдвиговые деформации. Последние носили тотальный характер, и этот стиль тектоники ярко отражен в региональной картируемой структуре в целом и, в частности, в районе Тажеранского массива: он расположен в эпицентре крупной сдвиговой петли. Детально со льда Байкала в береговых скалах с их великолепной обнаженностью изучены соотношения пестрого набора пород, составляющих коллизионный композит этой площади. Аргументировано выделение нового, Восточно-Тажеранского, комплекса субщелочных микрогабброидов, прорывающих сиениты; найдены выходы габброидов бирхинского типа, прорванных сиенитами. Это принципиально важный момент, так как тектоническая конфигурация в районе Тажерана поразительно напоминает сигмоидальную структуру вокруг Бирхинского массива габброидов, отличаясь от нее лишь гораздо меньшими размерами и, как казалось прежде, полным отсутствием самих бирхинских габброидов. Эти породы теперь найдены и в районе Тажерана, а сомнения в генезисе и корреляции сигмоидальных структур двух указанных районов отпали. Исследован парагенез пироксенитов и карбонатных пород, маркирующий одну из магистральных сдвиговых зон. Надежно установлены признаки активного («магматического») внедрения карбонатных пород в любые породы массива и его рамы и присутствие всех разновидностей интрузивных базитов, сиенитов и нефелиновых сиенитов в виде включений («ксенолитов») в составе мраморного матрикса. Необычное поведение мраморов позволяет обсуждать вопрос о выделении таких маловязких образований в рамках самостоятельной группы. Предполагаем, что эти первично-осадочные породы, попадая в глубинные зоны коры, мобилизуются в процессе сдвигового тектогенеза, и, оказавшись в контакте с высокотемпературными магмами (базиты, сие-

ниты), в значительной мере теряют вязкость и ведут себя как магматиты или протрузии. Интересна морфология карбонатных тел – она совершенно непривычна – это кольцевые (цилиндрические и более сложной морфологии) тела, тесно упакованные в осевой зоне сдвиговой петли. Иногда здесь обнаруживается подобная форма и тел сиенитов. Можно предположить, что внедрение мраморного месаива происходило по многочисленным ослабленным зонам, возникавшим как результат пересечения двух сланцеватостей в замке Тажеранской сдвиговой петли. Причудливая конфигурация карбонатных пород в плане определяется, по-видимому, сочетанием неровной поверхности современного рельефа Тажеранского плато и этой морфологически сложной, субвертикальной кружевной структуры, напоминающей пчелиные соты. На глубину эти структуры удастся проследить в скалах побережья Байкала лишь на 200–300 м – это конусы, трубы, кольца. На поверхности плато выходы карбонатных пород тоже закартированы с большой точностью (они полностью дешифрируются на аэрофото- и космических снимках).

2. Синтез данных свидетельствует о синметаморфическом и синсдвиговом внедрении магматических пород района Тажерана. Во внешней части сдвиговой петли картируется широкая полоса сиенито-гнейсов, а в ее эпицентре развиты массивные разности сиенитов. Вместе с тем более молодые субщелочные базиты, прорывающие массивные сиениты, как правило, метаморфизованы, охвачены сланцеватостью, сконцентрированной в пределах даек такого состава. Возраст сиенитов и скарнов колеблется в интервале 470–450 млн лет. По ряду причин пока не удалось получить изотопные датировки по ранним и поздним базитам и гранитам, «запечатывающим» всю систему. Эта работа будет продолжена.

3. Тажеранский массив отражает, по-видимому, начало коллапса коллизийной системы. В условиях сдвигового тектогенеза реализуются условия не только сжатия, но и локального растяжения. Обычные для сдвиговых зон структуры типа пулл-апарт могли обеспечивать дренирование мантии, синметаморфический мантийный магматизм, разнообразные события в коре. В регионе обнаружены два района проявления субщелочного базитового магматизма – на Тажеране и в северо-восточной части острова Ольхон. Вместе с тем геологические ситуации в этих двух районах различны: на Тажеране широко развиты метакarbonаты, а на острове Ольхон, в тех его участках, где проявлен субщелочной базитовый магматизм, преобладают силикатные породы. Возможно, в связи с этим в северо-восточной части острова синметаморфическое внедрение субщелочных базитов сопровождалось формированием минглинг-структур (этот материал опубликован нами ранее), а в районе Тажерана в Приольхонье внедрение таких магматитов в среду, пересыщенную карбонатными породами, привело к возникновению коровых сиенитов и всего каскада структур, которые упомянуты выше.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 08-05-00177, 08-05-00302) и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.» (госконтракт № 02.740.11.0446). Издание карты финансируется ГИН РАН, ИЗК СО РАН и Интеграционной программой ОНЗ и СО РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ КОЛЛИЗИОННОГО КОЛЛАЖА КАЛЕДОНИД ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

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

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

**Иркутск, Институт земной коры СО РАН

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

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

1. Коллизионная природа структурной комбинации метаморфических комплексов Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) установлена давно и аргументируется многими данными. Кардинально изменились и традиционные представления о времени формирования метаморфических комплексов: надежно обоснован их палеозойский возраст. Мощное проявление здесь покровных, купольных и сдвиговых деформаций привело к возникновению коллизионного коллажа, в котором приведены в тектоническое соприкосновение изначально разобщенные и различные по генезису тектонические единицы, образованные пестрыми по составу и возрасту комплексами. Все они представлены метаморфитами, и нужно отметить большой интервал колебаний давлений и температур (3,5–8,0 кб, 350–750 °С) для регионального метаморфического ареала в целом. Хорошая обнаженность площади и высокая степень ее обеспечения дистанционными данными (аэрофотоснимки и космические снимки сверхвысокого разрешения) позволяют детально исследовать различные аспекты коллизионной тектоники. Вместе с тем, вскрытые в современном рельефе структурные комбинации представлены исключительно глубинными срезами коллизионной коры, что объективно снижает уверенность при попытках идентификации первичных образов исходных геодинамических ситуаций.

2. Детальное геологическое картографирование показало: основные единицы коллизионной конструкции представлены сдвиговыми пластинами. Сдвиговый тектогенез завершал здесь коллизионные процессы; он наложен на все без исключения более ранние структурные комбинации и носил тотальный характер. Со сдвиговым тектогенезом связаны и первые признаки коллапса коллизионного сооружения. В целом картируемая здесь сложнейшая конфигурация единиц, составляющих каркас коллизионной системы, сама по себе обеспечивает импульсы для различных догадок и фантазий на геодинамические темы. Недостатка в них никогда не было, даже в тех случаях, когда и геология региона была еще мало исследована. Вместе с тем, нельзя утверждать, что сейчас уже открылись какие-то более ясные перспективы. До этого – дистанция огромного размера, и поводов для восторгов нет. Для начала целесообразно хотя бы вчерне разобраться в опорных звеньях коллизионной конструкции. Без этого любые геодинамические упражнения, как правило, оказываются наивными и карикатурными. После того как главные тектонические единицы коллизионной матрицы оказались выделенными, целесообразно попытаться сгруппировать многочисленные пластины по каким-то устойчивым и уверенно картируемым признакам. Несложная сама по себе эта операция обнаружила неожиданные закономерности, без учета которых вряд ли возможно дальнейшее продвижение в работе. Достаточно четко выделяются несколько типов сдвиговых пластин, формирующих единый коллизионный коллаж, но образованных генетически различными комплексами пород:

а) тектоническая единица (группировка сдвиговых пластин), представленная пестрыми по составу метаморфитами гранулитовой фации с участием толеитовых метабазитов и метагипербазитов (возраст метаморфизма около 500 млн лет) и признаками наложенного метаморфизма амфиболитовой фации (460–470 млн лет). Традиционно эта площадь выделялась в регионе как Чернорудская зона, хотя объем и содержание этой единицы претерпели теперь существенные изменения (из состава бывшей Чернорудской зоны выделены бластомилониты коллизионного шва, и это половина ее первоначальной площади);

б) сдвиговые пластины, сложенные пестрыми по составу метаморфитами амфиболитовой

фации с участием толеитовых метабазитов и гипербазитов (возраст поздних синметаморфических гранитов, пересекающих этот комплекс, равен 460 млн лет. Возраст метабазитов достоверно не установлен). Достаточно очевидно сходство тектонических единиц типов «а» и «б» по составляющим их наборам пород. Разница между ними – лишь в степени метаморфизма. Вместе с тем, серьезное препятствие для уверенной корреляции – отсутствие датировок габброидов, охваченных метаморфизмом амфиболитовой фации. Как только такие данные будут получены, предлагаемая тектоническая интерпретация либо подтвердится, либо окажется ошибочной, и потребуются иное согласование всех геологических данных;

в) сдвиговые пластины, представленные гранат-биотиовыми и другими гнейсами, мигматитами, гранито-гнейсами, среди которых присутствуют горизонты и линзы амфиболитов (возраст метаморфизма 460–470 млн лет). Установлены признаки раннедокембрийского протолита (2,0–3,2 млрд лет). Пластины групп «б» и «в» составляют крупную зону Анга-Сатюрты; она занимает треть площади Приольхонья и юго-западную часть острова Ольхон;

г) сдвиговая пластина Орсо, образованная частым чередованием двуслюдяных и гранат-двуслюдяных микрогнейсов (лептинитов) и амфиболитов. Возраст цирконов (они имеют магматическую природу) – 792–844 млн лет [Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, устное сообщение]. Возраст метаморфизма не определен, однако комплекс Орсо располагается в ореоле метаморфизма, охватившего и его, и соседние комплексы. Датировки для последних имеются. Это позволяет осторожно предположить, что и метаморфизм комплекса Орсо происходил в интервале 460–470 млн лет;

д) сдвиговые пластины, сложенные пестрыми по составу метаморфитами эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (возраст метаморфизма 460–470 млн лет) с участием монцогабброидов (499 млн лет), сиенитов, нефелиновых сиенитов и субщелочных габброидов (470–450 млн лет). Пластины такого состава и строения группируются в трех частях региона. Самое большое поле этих структур расположено в границах зоны Крестовая–Бирхин–Тажеран в Приольхонье. Но немалые площади подобных образований обнаружены и на острове Ольхон. Они составляют как минимум две крупных зоны. Одна из них локализована вдоль морской, юго-восточной, окраины острова, где в рамках единой сдвиговой пластины закартирована серия эшелонированных интрузивных тел кварцевых сиенитов общей протяженностью около 40 км (ширина в плане отдельных интрузий около 1 км). Вторая зона занимает северо-восточную часть острова и великолепно обнажена в скалах побережья Байкала в интервале протяженностью 25 км – от мыса Хобой до мыса Ижимей, а также в скальном побережье пролива Малое Море. Соотношения пластин этого типа с другими сдвиговыми пластинами региона всегда тектонические: они выражены бластомилонитами. Иногда в таких зонах (остров Ольхон) присутствуют тела гипербазитов. Вместе с тем, на значительной площади острова Ольхон, занятой лесным массивом, соотношения сдвиговых пластин разных типов остаются мало исследованными, а перспектив получения таких данных в будущем – нет. Материал, который можно здесь получить, геологически малоинформативен; он не идет в сравнение с теми возможностями, которые предоставляет изучение открытых степных площадей, а тем более – прибрежных скал с их абсолютной обнаженностью.

Отдельную проблему составляет исследование геологии и тектоники северо-западного побережья пролива Малое Море и склонов Приморского хребта. Хотя геологическая карта этой площади составлена и основные комплексы выделены, их корреляция с теми или иными компонентами коллизионного коллажа остальной площади Ольхонского региона не всегда очевидна. Место этих образований в коллизионном коллаже региона остается пока весьма неопределенным.

3. В целом, хотя загадочных моментов в геологии Ольхонского региона еще немало, строение его коллизионной матрицы может быть расшифровано как композит генетически разнородных и разновозрастных пластин, объединенных в единую систему в процессе сдвигового тектогенеза, сопровождавшего косую коллизию сегментов коры переходного типа и Сибирского кратона.

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

ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ И УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ В ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В.К. Хрусталева

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

В последние годы на основе обобщения геолого-структурных, изотопно-геохронологических и палеомагнитных данных проведены палеогеодинамические реконструкции и разработаны принципиальные позиции геодинамической и металлогенической эволюции рифейских и венд-палеозойских островных дуг и краевых палеобассейнов в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана [1, 4, 5]. В связи с этими исследованиями намечены этапы формирования золотого оруденения юга Северо-Азиатского кратона [2].

Нашими работами в рамках двух научных проектов (2.6.2.5 и 7.5.2.3) были изучены особенности вещественного состава золоторудных формаций на территории Забайкалья [3]. При этом начаты системные исследования (в том числе металлогенический анализ и переинтерпретация региональных, российских и зарубежных структурно-тектонических, геолого-геохимических, изотопно-геохронологических и палеомагнитных данных) благороднометалльной плитотектонической минерагении Удино-Витимской системы палеозоид (УВСП) [4, 6]. Основная информация была получена при изучении провесов кровли (ПК) в средне-верхнепалеозойских гранитоидах, которые представлены сохранившимися от эрозии останцами венд-кембрий-ордовикских вулканогенно-осадочных пород. Наиболее крупными ПК (более 100 км²), вмещающими одноименные золоторудно-россыпные узлы, являются: Абагинский, Мэлдэлгенский, Онинский, Озернинский, Ямбуйский и Кыджимитский.

Установлено, что важной особенностью формирования поздних каледонид в УВСП является залегание терригенно-вулканогенных толщ (V-См-О) на рифейском основании. В низах разрезов преобладают островодужные толеитовые низкохромисто-никелевые базальты. В рифейских формациях Забайкальского спредингового океанического бассейна вдоль спрединговых зон, заложенных по Атархан-Ямбуйскому и Котокель-Холойскому глубинным разломам, выявлены реликты энсиматической островной дуги, сложенные базит-гипербазитовыми телами абагинского комплекса. Нами в перидотитах и пироксенитах в бассейне Абаги установлена хромит-прожилково-вкрапленная золото-платиновая минерализация (Pt – 0,05–0,1 г/т; Pd – 0,03–0,8 г/т; Au – до 0,1 г/т); в бассейнах рек Зумбуруки и Олана – Pt – 0,01–0,08 г/т, Pd – 0,01–0,7 г/т, Au – до 0,8 г/т.

К этому времени относится формирование проявлений золота (Au – до 1,5 г/т) в прожилково-вкрапленных зонах в углеродистых сланцах Селенга-Хаимского бассейна. В Мэлдэлгенском, Абагинском, Кыджимитском рудных узлах установлены зоны черносланцевых метасоматитов, содержащих от 0,01 до 2,50 г/т золота. Типоморфные особенности золота – округлые формы, мелкие гранулометрические классы – 0,01–0,10 мм, высокая проба – 890–940, примеси в золоте – Ni, Fe, Co, V.

Второй этап проявлений благороднометалльной минерализации связан со становлением ранних фаз (S-D₂) коллизионных гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (габбро-диориты атарханского комплекса и автохтонные фации порфировидных гранито-гранодиоритов, граносиениты). В пределах В.-Курбинского золоторудного поля установлена пространственная парагенетическая связь проявлений золото-кварцевой формации, локализованных в площадных ареалах березитов и березитизированных порфировидных гранитах. Типоморфизм золота: разнообразная морфология золотин в мелких гранулометрических классах; проба варьируется от 750 до 900. Примеси в золоте: Cu, Pb, Sn, Mo, W.

Третий этап проявлений золото-редкометалльной и золото-медно-молибденовой минерализации порфиорового типа связан с верхнедевонским–карбонным постколлизионным магматиз-

мом (витимканский, зазинский, кыджимитский комплексы). Установлены повышенные содержания золота (0,01–0,20 г/т) в оловорудных скарнах Левокыджимитского месторождения. При этом локализация Левокыджимитского гранитоидного массива в узле пересечения Вершиношовокиканского и Туркино-Витимского глубинных разломов, для которых установлены аномально высокие концентрации восстановленных флюидов (CH₄, H₂, N₂, CO), указывает на признаки структурного и пространственного совмещения гранитоидно-гидротермально-метасоматической и мантийной флюидно-магматической систем. С этим этапом связаны проявления и минерализованные точки золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой (Кыджимитских и Мэлдэлгенских РУ) и золото-колчеданной формаций (Абагинской и Озернинской РУ), а также золотоносные (телескопированные) березиты Верхне-Курбинской зоны.

Нами установлены повышенные (до 0,7 г/т) содержания золота в медно-молибденовом проявлении Амбарчики, что позволяет выделить и переоценить этот объект как новый в УВСП Au, Cu, Mo-порфировый тип. Типоморфные особенности золота характеризует разнообразная морфология золотин, преимущественно интерстиционной природы; разнообразная гранулометрия (классы 0,01, 0,1 до 0,6 мм); широкие вариации пробы – 650–900; примеси в Au – Cu, Sr, Pb, Ni, Co, Sn, Mo, W, Be.

Четвертый этап золотого оруденения связан с пермо-триасовым рифтогенезом, проявившимся широко на территории Восточного Забайкалья в Монголо-Охотском складчатом поясе. В пределах УВСП известно пока единственное Гундыхенское проявление золота балейского типа. В участке выхода долины руч. Гундыхен в зазинскую впадину, в делювиально-пролювиальном шлейфе, среди розовых мелкозернистых лейкогранитов, выявлены мелкие обломки халцедоновидного кварца с характерными текстурно-структурными особенностями: колломорфные натечные, коккардовые текстуры, полосчатость и плоччатость. Содержание золота в кварце варьируется от 0,01 до 0,90 г/т.

- [1] Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалитид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 53–70.
- [2] Миронов А.Г., Спиридонов А.М., Жмодик С.М. Основные этапы и геодинамические обстановки формирования золоторудных месторождений южного обрамления Сибирского кратона // Золоторудные месторождения востока России. – Магадан, 2006. – С. 17–31.
- [3] Хрусталева В.К., Хрусталева А.В. Особенности вещественного состава золоторудных метасоматитов Забайкалья. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. – 249 с.
- [4] Хрусталева В.К. Благороднометалльная плитотектоническая минерагения Удино-Витимской островодужной системы палеозоид Западного Забайкалья // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Изв. Сиб. отд. Секции наук о Земле РАЕН. – Иркутск. – 2009. – № 1 (34). – С. 18–27.
- [5] Хрусталева В.К. Геодинамика развития внутриконтинентальной Удино-Витимской островодужной системы палеозоид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Материалы Международной конференции «Геодинамика формирования подвижных поясов Земли». – Екатеринбург, 2007. – С. 336–340.
- [6] Хрусталева В.К. Золотое оруденение Удино-Витимской островодужной системы палеозоид Западного Забайкалья // Материалы III Международной научно-практ. конференции, посвященной году планеты Земля и 85-летию Республики Бурятия. Приоритеты и особенности развития Байкальского региона. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. – С. 253–255.

**МОЛАССОВЫЕ И ФЭНОВЫЕ ФОРМАЦИИ В
МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ВПАДИНАХ
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА
(на примере Западного Забайкалья)**

Ю.Г. Цеховский, М.Г. Леонов

Москва, Геологический институт РАН, tsekhovsky@mail.ru, m_leonov@ginras.ru

На территории Центрально-Азиатского подвижного пояса в разрезах мезозойских и кайнозойских отложений широко развиты парагенезы пород, обогащенные грубообломочным материалом, которые обычно относят к категории сероцветных или красноцветных моласс. В Западном Забайкалье большую часть мезозойских и кайнозойских отложений, включающих горизонты грубообломочных пород, также относят к молассовым комплексам (например, работы К.В. Боголепова, Н.А. Логачева, М.С. Нагибиной, В.М. Скобло, Н.А. Флоренсова и др.). Тем не менее, изучение осадочных разрезов депрессий Западного Забайкалья (Гусиноозерской, Иволгинско-Удинской, Тугнуй-Сухаринской и др.) позволяет уточнить некоторые ключевые положения мезозойско-кайнозойского осадконакопления, что влечет за собой и определенные изменения в понимании палеогеографических и геодинамических условий времени их формирования. В частности, установлено, что в строении мезозойских и кайнозойских отложений принимают участие два формационных парагенеза, которые имеют различное строение, состав и условия формирования (работы Ю.Г. Цеховского и М.Г. Леонова с соавторами): молассовый и фэновый. Последний был впервые выделен Б.В. Полянским и Ж. Бадамгравом в юрских отложениях Монголии и рассматривался ими как угленосная составляющая молассы. Позднее Ю.Г. Цеховским и Б.В. Полянским было установлено, что эти, а также подобные им отложения Монголии и Западного Забайкалья по особенностям строения и условиям образования отличаются от типичных молассовых комплексов и не могут быть идентифицированы как молассы *sensu stricto*.

Молассовая формация отражает процесс деструкции формирующегося в результате тектонических процессов горного рельефа. В Западном Забайкалье молассы представлены аридными красноцветными отложениями верхнего плиоцена и расположенными стратиграфически выше гумидными сероцветными отложениями плейстоцена–голоцена. На этой же территории примером красноцветной молассы являются верхнеплиоценовые отложения, заполняющие эрозионно-тектонические удлиненные впадины, приуроченные к долинам современных рек. Наиболее представительные разрезы, по данным Д.Б. Базарова, изучены в долине р. Селенги. В её осевой части развиты фации горного аллювия (сероцветные и красноцветные гравийники, галечники, пески). В прибортовых участках преобладают красноцветные делювиальные глинисто-щебнистые отложения. Представителем сероцветной орогенной молассы в регионе служат четвертичные отложения, которые выполняют узкие вытянутые депрессии, наследуемые долинами современных горных рек. В ряде участков долины р. Селенги гумидная сероцветная моласса залегает на аридной красноцветной верхнеплиоценовой молассе. В строении сероцветной молассы принимают участие гравийно-галечные (нередко с валунами) и гравийно-песчаные отложения горного аллювия, которые при приближении к бортам впадин фациально замещаются дресвяно-щебнистыми (с примесью глыбового материала) делювиальными отложениями. По мере удаления от горных массивов к центру крупной Байкальской впадины грубообломочные фации горного аллювия замещаются тонкообломочными гравийно-песчаными (с линзами алевритов) отложениями фаций предгорных равнин и конусов выноса. Характерной особенностью моласс, формирующихся в гумидных обстановках, является отсутствие значительных накоплений торфа. Торфонакопление здесь подавлено за счет обильного привноса терригенного материала, который поступает в область осадконакопления со стороны воздымающихся горных сооружений. Возникают лишь маломощные (метры) торфяные залежи, которые при последующей литификации способны привести к образованию углей незначительной мощности (не более 1–2 м).

Суммарная мощность верхнеплиоцен-четвертичного красноцветного и сероцветного молассового комплекса на территории Западного Забайкалья невелика (не более 100 м). Кроме этого комплекса, в мезозойско-кайнозойских отложениях Западного Забайкалья сероцветная молассовая формация установлена авторами лишь в ранней юре.

Фэновые формации отражают наличие относительно равнинного ландшафта, нарушенного дискретными уступами и прилегающими к уступам понижениями рельефа. Строение, состав и условия образования фэновых формаций изучены на примере нижнемеловых отложений Гусиноозерской и Иволгинско-Удинской депрессий (муртойская, убукунская, холбольджинская, селенгинская свиты), а также нижнемеловых (муртойская и убукунская свиты) и средне-верхнеюрских (тугнуйская, галгатайская свиты) отложений Тугнуй-Сухаринской депрессии. Характеризуемые отложения выполняют узкие (шириной 2–25 км) и протяженные (до 50–100 км), преимущественно односторонние, грабены и грабен-синклинали с глубиной погружения фундамента до 500–2500 м. В осевых частях депрессий (объединяющих несколько впадин-грабенов) мезозойские отложения представлены в основном песчано-алевритовыми, часто угленосными отложениями фаций равнинных рек с пойменными озерами и болотами. В краевых частях (у крутых бортов) тонкозернистые осадки замещены грубообломочными глыбово-щепнистыми делювиальными и коллювиальными отложениями. Последние в ряде случаев выделены как самостоятельные стратиграфические подразделения (монстойская толща в Гусиноозерской и сотниковская свита в Иволгинско-Удинской депрессии). Присутствие в осевых частях депрессий тонкообломочных фаций равнинных рек и отсутствие фаций горного аллювия свидетельствуют о существовании в период осадконакопления ландшафтов холмистой равнины. Равнинное пространство было рассечено системой асимметричных грабенов и грабен-синклиналей с одним крутым бортом. Вдоль крутых уступов происходило накопление грубообломочных делювиальных глыбово-щепнистых отложений. В мезозойско-кайнозойских отложениях Западного Забайкалья, помимо средней–поздней юры и раннего мела, фэновые формации выявлены в позднем мелу (мохейская свита) и миоцене – раннем плиоцене (джиландинская и иволгинская свиты).

На территории Западного Забайкалья в мезозое и кайнозое широко проявлялись процессы вулканизма (работы В.М. Скобло, К.М. Шелгачева и Л.В. Шатковской, В.В. Ярмюка и В.Г. Иванова). Вулканические породы или расслаивают осадочные отложения, входя в состав соответствующих свит, или представляют собой относительно самостоятельные комплексы. В первом случае распространение вулканитов ограничено размерами впадин, во втором – они занимают обширные ареалы и выходят за пределы впадин, залегая непосредственно на древнем фундаменте. В эпохи образования моласс вулканизм в Западном Забайкалье редуцирован и проявился лишь в позднем плиоцене и плейстоцене (С.В. Рассказов и А.В. Иванов). Однако в ранней юре произошло внедрение гранитов гуджирского комплекса. Эпохи развития фэновых формаций, напротив, характеризуются резкой активизацией процессов вулканизма. В строении «терригенных» свит принимают участие покровные тела вулканитов, преимущественно трахибазальтов и трахиандезитобазальтов и их туфов, а также интрузивные комплексы, представленные силлами и дайками трахидолеритов, трахиандезитовых и трахибазальтовых порфиритов, монцогаббро, сиенитов и пр. Продукты вулканизма имеют преимущественно основной состав, характерны для континентальных рифтов, совпадают с главными этапами грабенообразования и свидетельствуют об обстановке декомпрессии (растяжения).

Фэновые и молассовые формации существенно отличаются друг от друга строением разрезов, литолого-фациальным составом отложений, насыщенностью органическим веществом, а также характером вулканизма. В частности, для них характерны: значительные объемы неокатанного и несортированного грубообломочного материала гравитационных микститов, присутствие угольных залежей (мощность пластов от 10 до 70 м), наличие равнинных рек (нередко с заболоченными поймами, благоприятными для торфонакопления), пространственная и временная связь с проявлением вулканизма. Фэновые формации в регионе доминируют в разрезах, и их отложения спорадически накапливались в средне- и позднеюрское время (тугнуйская и галгатайская свиты), раннем мелу (муртойская, убукунская, селенгинская и холбольджинская свиты), позднем мелу (мохейская свита) и в период с позднего олигоцена до раннего плиоцена включительно (джиландинская и иволгинская свиты). Образование же моласс происходило лишь в ранней юре (березовская свита), а также в позднеплиоцен-четвертичное время.

Молассовые отложения являются индикатором орогенного режима, и их формирование связано с общим компрессионным режимом области орогенеза. Фэновья же формация отражает существование холмистых равнин, расчлененных системой дискретных грабен и впадин. Признаки фэновых формаций свидетельствуют, что геодинамические условия времени их накопления характеризуются преобладанием растяжения в условиях сдвига (транстенсия). Таким образом, мнение о преимущественно орогенном режиме территории Западного Забайкалья в мезозое и кайнозое, основанное на объединении в единую категорию двух различных по строению и условиям образования формаций (собственно молассовой и фэновья), не находит должного подтверждения. Напротив, полученные данные позволяют полагать, что фэновья формации, а следовательно, и соответствующие им ландшафты, имеют более широкое распространение в пределах Байкало-Монгольского сегмента ЦАПП, чем это предполагалось до сих пор. В частности, к фэновым формациям, вероятно, можно отнести отложения свит: в Прибайкалье – танхойской ($P_3^2 - N_1$), в Восточном Забайкалье – кутинской (K_1), в Монголии – бахарской (J_{1-2}), цаганцабской (J_{2-3}) и дзунбаинской (K_1). Примером же молассовой формации могут служить отложения свит: абзогской (T_{2-3}), дзурумтайской (J_{1-2}), зунсужинской (J_3) и баинширэинской (K_2) на территории Монголии, а также – байкальской толщи (J_{1-2}) в Прибайкалье. Таким образом, изучение осадочных парагенезов, включающих в свой состав грубообломочные образования, и их типизация позволяют получить важную информацию о палеогеографии и палеогеодинамике районов их распространения.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 (проект «Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов на стадиях формирования чехла и внутриплитной активизации») и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-01158).

ПРИЗНАКИ ЭКЗОГЕННОЙ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕЗИНТЕГРАЦИИ ГРАНИТОИДОВ (на примере Монголии и Забайкалья)

Ю.Г. Цеховский*, М.Г. Леонов*, Е.С. Пржиялговский*,
Ж. Бадамгарав**, Т.Ф. Щербакова*

*Москва, Геологический институт РАН, tsekhovsky@mail.ru, m_leonov@ginras.ru, prz4@yandex.ru, tomfed@ilran.ru

**Улаанбаатар, Монголия, Институт геологии и минеральных ресурсов Монгольской академии наук, badamjalbuu@yahoo.com

Выходы гранитоидов на территории Забайкалья и Монголии часто образуют горные массивы, приподнятые в рельефе относительно обрамляющих их осадочно-метаморфических или других магматических образований, обычно более плотных, чем граниты. Последние в ряде районов (гора Шерловая, массив Дзурумтай, Тугнуйский «горст» и др.) представлены на поверхности дезинтегрированными породами, которые традиционно относят к продуктам коры физического выветривания. Однако на примере многих регионов (Тянь-Шань, Кавказ, Забайкалье, Монголия и пр.) показано [1–3], что дезинтеграция гранитоидов может иметь также и тектоническую природу. Оказалось, что продукты тектонической дезинтеграции и производные физического выветривания внешне сходны и трудноотличимы.

В связи с этим возникла необходимость выявления признаков сходства и различия этих двух категорий дезинтегрированных пород, обломочные разности которых относятся к миксти-там. Решение этой проблемы имеет принципиальное значение, так как позволяет не только

Признаки экзогенной и тектонической дезинтеграции пород кристаллического основания на территории Монголии и Забайкалья

Особенности строения и характер преобразований	Типы процессов дезинтеграции		
	Экзогенная дезинтеграция монолитных пород кристаллического основания	Тектоническая дезинтеграция гранитоидов	Посттектонические экзогенные преобразования дезинтегрированных гранитоидов
1	2	3	4
<p>Особенности строения</p> <p>Возникновение профиля коры физического выветривания с элювиальными зонами (сверху вниз): щебнистой, глыбовой, трещинной.</p> <p>При перемещении по склону преобладание в делювии грубообломочных глыбово-щебнистых пород с неокатанными обломками.</p>	<p>Присутствие крупных изометричных или ромбовидных блоков.</p> <p>Различные формы объемной дезинтеграции (мегаглыбовая, плитчатая, плитчато-веерная, глыбово-щебнистая, слайс-структуры).</p> <p>Остроугольные грани отдельности; остроугольные, полукруглые, редко округлые класты.</p>	<p>Контрастное проявление текстур и структур, возникших при тектонической дезинтеграции.</p> <p>Наличие сглаженных граней отдельности.</p> <p>Возникновение профиля коры физического выветривания с полукруглыми или округлыми кластами и зоной дресвяно-песчаного мелкозема в верхах профиля.</p> <p>При перемещении по склону преобладание в делювии дресвяно-песчаных пород и наличие скопленных округлых глыб (псевдовалунов, возникающих при выветривании обломков).</p>	

Продолжение

<p>Особенности строения</p>		<p>Фрагментация даек, жил и других интрузивных тел с признаками смещения.</p> <p>Деформация даек и жил: будинаж, разрыв, изгибание.</p> <p>Присутствие в основной массе гранитоидов фрагментов вмещающих пород фундамента или осадочного чехла.</p>	
<p>Физические изменения пород и минеральных зерен</p>	<p>Образование макро- и микротрещин в породах и минеральных зернах, а также их частичная грануляция.</p> <p>Возникновение угловатых, неориентированных обломков пород и минеральных зерен.</p>	<p>Образование макро- и микротрещин в породах и минеральных зернах.</p> <p>Появление в микротрещинах газожидких включений.</p> <p>Интенсивная грануляция пород и минеральных зерен с образованием угловатых и местами полукруглых кластов.</p> <p>Деформация минеральных зерен (изгибание пластинок слюды, обдавливание зерен, наличие зубчатых ограничений).</p> <p>Хаотичное распределение кластов, местами однонаправленная ориентировка мелких зерен.</p> <p>Микроструктурные изменения кварца (мозаичное угасание, мелкополигональная, брусково-блочная, удлиненно-ориентированная и полосчатая микроструктуры), перекристаллизация зерен кварца и их укрупнение.</p>	<p>Возникновение макро- и микротрещин в породах и минеральных зернах, их интенсивная грануляция.</p> <p>Сглаживание граней отдельности и широкое развитие полукруглых и округлых кластов в элювии и псевдовалунов в делювии.</p> <p>Формирование больших объемов древесно-песчаного мелкозема.</p>

О к о н ч а н и е

Химические изменения	Практически не проявлены.	Пелитизация полевых шпатов с образованием гидрослюд, смектита и каолинита. Вынос глинистых минералов и обогащение пород кварцем.	Практически не проявлены.
Мощность	До 15–20 м.	Сотни и первые тысячи метров.	До 15–20 м.
Причины дезинтеграции	Климатические: физическое выветривание, местами с образованием почв.	Тектонические: 3D деформация массивов в условиях нестационарного поля напряжений, реидное течение, образование протрузий при участии трещинных вод (нисходящих, поступающих из осадочного чехла и, возможно, восходящих, термальных).	Климатические: физическое выветривание, местами с образованием почв.

определять механизм тектонической переработки кристаллических массивов фундамента, но и более достоверно реконструировать общие вопросы внутриплитной тектоники изучаемых территорий. Данная проблема в принципиальном плане была обозначена в работах М.Г. Леонова, но применительно к гранитам она специально ранее не рассматривалась.

На примере изучения дезинтегрированных гранитоидов ряда районов Монголии и Забайкалья авторами сформулированы основные признаки, позволяющие решать вопросы генезиса этих пород, имеющих экзогенное, тектоническое либо смешанное происхождение (таблица).

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 (проект «Структуры и тектоническая эволюция платформ и подвижных поясов на стадиях формирования чехла и внутриплитной активизации») и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-01158).

[1] Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. – М.: Наука, 2008. – 454 с.

[2] Лобанов М.П., Сизых В.И. и др. Эндогенные кластиты – новый механохимический тип псевдоосадочных пород при тектонических деформациях (на примере Байкальского и Непского мегасводов) // ДАН. – 1991. – Т. 319, № 5. – С. 1178–1182.

[3] Цеховский Ю.Г., Леонов М.Г., Никитин А.В., Бадамгарав Ж., Симанович И.М., Щербакова Т.Ф., Пржиялговский Е.С. Псевдоосадочные обломочные породы массива Дзурамтай (Южная Монголия) // Литология и полезные ископаемые. – 2009. – № 3. – С. 312–338.

НОВЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О НЕОГЕНОВОМ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВОМ ВУЛКАНИЗМЕ ПЛАТО ХЭВЭН ЗАЛУ УРИЙН САРЬДАГ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

*С.С. Цытукова**, *А.Б. Перепелов**, *Л.А. Павлова**, *Е.И. Демонтерова***,
*М.А. Митичкин**, *М.Ю. Пузанков****, *А.А. Перепелова**

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

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

***Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, puzankov@kscnet.ru

Геологическая позиция и строение. Вулканическое плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг находится в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны и локализовано в области Хамар-Дабанского и Джидинского террейнов, аккрегированных в раннем палеозое к Тувино-Монгольскому массиву (микроконтиненту) [1]. Размеры плато составляют 22×32 км, его территория возвышается над уровнем оз. Хубсугул ~ на 800 м. Лавовые базальтовые покровы плато перекрывают породы рифейских и раннекембрийских метаморфических толщ и средне- и верхнекембрийские гранитные комплексы. Плато представляет собой денудированную и вскрытую протяженными речными долинами лавовую толщу, в разрезах которой насчитывается суммарно более 30 моногенных лавовых покровов общей мощностью до 150 м. Мощности отдельных лавовых покровов достигают 20–30 м, а некоторые из них протягиваются по долинам палеорельефа на расстояние до 8–10 км. Центры извержений имели трещинный характер и были сконцентрированы на центральных и северных участках плато. Возраст базальтовых извержений в Восточном Прихубсугулье определен К-Аг методом и составил 27,6–26,4 млн лет, поздний олигоцен [2], однако сопоставление датировок, выполненных различными методами, приводит других исследователей к выводу о более молодом – миоценовом – возрасте вулканизма [3]. Тем не менее возраст лав плато требует дальнейшего инструментального датирования.

Петрография и минералогия. Гавайиты представляют собой мелкопорфировые и иногда редкопорфировые породы. В центральных зонах крупных лавовых покровов породы в высокой степени раскристаллизованы. Среди вкрапленников в породах абсолютно преобладают идиоморфные и ксеноморфные обломочные оливины (Ol) размером до 1,5–2,0 мм. Во вкрапленниках Ol в отдельных разностях пород наблюдаются включения шпинели (Sp) и раскристаллизованные расплавные включения. Значительно более редки вкрапленники и сростки клинопироксенов (Cpx) (до 1,0–1,5 мм). Единичные вкрапленники представлены плагиоклазом (Pl) с зональным строением кристаллов (до 1 мм). В основной массе пород наиболее широким распространением пользуются микролиты полевых шпатов и Cpx с подчиненным количеством Ol и значительным количеством мельчайших зерен титаномагнетита (TiMgt), ильменита (Ilm) и апатита (Ap). В сростаниях и в интерстициях между микролитами Pl отмечены К-На полевые шпаты. В интерстициях между микролитами Pl в гавайитах присутствуют также анальцимы, нефелины и остаточное стекло (нефелиновые твердые растворы). В породах отмечены крайне редкие микролиты эгирин-авгитов (Aeg-Aug).

Наиболее магнезиальные составы Ol (Fo₈₈₋₈₆) обнаружены в центральных зонах редких резорбированных вкрапленников. Более мелкие и идиоморфные вкрапленники Ol представлены менее магнезиальными составами (Fo₈₄₋₈₂), которые от центра к промежуточным зонам переходят к составам Fo₈₂₋₇₆ и затем к Fo₇₈₋₆₄ в краевых зонах. Субфенокристаллы Ol изменяются по составам от Fo₈₀₋₇₈ к Fo₆₂₋₅₇, а микролиты эволюционируют от Fo₆₇ до Fo₄₀. В направлении от вкрапленников к микролитам в Ol наблюдается увеличение тейфройтового минала (от 0,15–0,25 до 0,50–1,07 %) и повышаются содержания CaO (от 0,14–0,22 до 0,41–0,87 мас. %). Содержания NiO во вкрапленниках Ol из гавайитов варьируются от 0,07 до 0,22 мас. %. Содержания ZnO характерны для микролитов и достигают 0,11 мас. %. Температуры кристаллизации для большинства вкрапленников Ol получены в безводной системе при достижении равновесных усло-

вий ($KD_{Fe_2+/Mg}=0,30-0,35$) для наблюдаемых составов гавайитов (расплавов) или при добавлении к ним 1,5 об. % Fe_{88} (метод «растворения») и составили 1366–1339 °C [8], тогда как наиболее магнезиальные ОI (Fe_{88-86}) характеризуются заметно более высокими температурами кристаллизации (1459–1446 °C) с достижением равновесных условий при добавлении 9 об. % Fe_{88} . При расчете температур кристаллизации ОI в условиях водосодержащей системы (оценка содержания H_2O по [6]) значения снижаются примерно на 40 °C. Следует отметить, что при вариациях величин «растворения» ОI Fe_{88} от 9 до 13 об. % для всех наблюдаемых составов гавайитов условия равновесной кристаллизации ОI Fe_{88} достигаются также и при температурах 1478–1494 °C ($KD_{Fe_2+/Mg}=0,32$), которым соответствуют диапазоны давлений от 20 до 25 кбар. Представляется, что наблюдаемые в отдельных типах гавайитов оливины Fe_{88} отражают начальный мантийный этап кристаллизации щелочно-базитовых расплавов.

Клинопироксены в гавайитах представлены в основном салитами, реже авгитами и крайне редко диопсидами. Среди последних наблюдаются высокохромистые разности с содержанием Cr_2O_3 до 1,0 мас. % (Cr-диопсиды). Августовые составы (Wo_{39-42} , Fs_{10-13} , TiO_2 0,7–1,8 мас. %, Al_2O_3 3,6–6,8 мас. %) характерны для вкрапленников Сrx, находящихся в сростании с вкрапленниками оливинов. В краевых зонах вкрапленников Сrx авгиты сменяются салитами (Wo_{45-47} , Fs_{10-12} , TiO_2 1,3–2,0 мас. %, Al_2O_3 2,7–4,2 мас. %). С переходом к субфенокристаллам в Сrx возрастают содержания Fs минала (до 19,5 %) и TiO_2 (до 4,4 мас. %). Далее к микролитам Сrx происходит рост концентрации Wo минала (до 49 %) и Fs минала (до 23 %). Содержания Na_2O от вкрапленников Сrx к их микролитам возрастают в диапазоне 0,4–2,8 мас. %. В редких и мельчайших зернах эгирин-авгитов из гавайитов содержания Na_2O достигают 5 мас. %. По геобарометру [7] давление кристаллизации вкрапленников Сrx (авгитов) заключено в интервале 2,4–7,5 кбар и соответствует, вероятно, этапу кристаллизации щелочно-базитовых расплавов в промежуточном магматическом очаге.

Эволюция составов полевых шпатов в гавайитах происходит в обычном для последовательной кристаллизации расплавов направлении с увеличением щелочности минералов. Редкие вкрапленники, субфенокристаллы и микролиты плагиоклазов представлены в центральных зонах лабрадорами и андезинами (An_{61-36} $Or_{1,3-4,9}$), которые сменяются в краевых зонах более кислыми андезинами и олигоклазами (An_{51-23} $Or_{1,9-10,0}$). В краевых зонах субфенокристаллов и среди микролитов определены анортоклазовые составы (An_{21-11} Or_{14-31}) и K-Na полевые шпаты (Ab_{64-40} Or_{48-27}).

Магнетиты основной массы гавайитов отличаются высокой титанистостью (TiO_2 20–28 мас. %), для них характерны повышенные содержания Al_2O_3 (0,6–1,6 мас. %), MgO (0,8–1,9 мас. %) и ZnO (0,15–0,21 мас. %). Ильмениты пород также характеризуются повышенными содержаниями MgO (1,2–2,8 мас. %). Шпинели из включений во вкрапленниках ОI представлены хромпикотитами с содержанием Cr_2O_3 18–26 мас. %, Al_2O_3 13–26 мас. % и MgO 8–12 мас. %.

Среди интерстиционных выделений наиболее представительные составы нефелинов (Ne) имеют характеристики Ne_{81-68} Ks_{8-6} , а анальцимы отличаются от идеальных составов более высокими содержаниями Al_2O_3 (до 29 мас. %). В целом среди щелочных алюмосиликатов из интерстиций преобладают водосодержащие разности, представляющие собой твердые растворы в широком диапазоне составов. Общей для них является высокая натриевая щелочность (от 11 до 16 мас. % Na_2O).

Петрохимия, редкоэлементный и изотопный состав. К петрохимическим особенностям гавайитов следует отнести высокие концентрации TiO_2 , MgO и P_2O_5 при умеренной глиноземистости пород. Коэффициент магнезиальности (Mg#) гавайитов составляет 60,2–65,4. Лавы плато принадлежат к внутриплитному геохимическому типу ($Ba/Nb=9,6-11,8$) с высокими содержаниями HFSE компонентов (Nb, Ta). К характерным геохимическим особенностям пород следует отнести также повышенные содержания REE при их достаточно высокой степени фракционирования ($La_N/Yb_N=12,1-13,6$). По содержанию всех петрогенных и редких элементов гавайиты плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг соответствуют уровням их концентраций в одноименных породах других неогеновых вулканических объектов Прихубсугуля [3]. На диаграммах распределения магматофильных элементов гавайиты близки к среднему составу OIB и отличаются от него несколько более пониженными концентрациями Th, U, Zr, Hf и Y, а также слабо выраженными положительными аномалиями для Ba, Pb, Sr и K. Наблюдается вещественная стратификация вулканической толщи с появлением наиболее кремнекислых и обогащенных

LLIE компонентами пород среди лавовых покровов верхних горизонтов плато. Это указывает на реализацию в магматической системе процессов дифференциации расплавов.

Изотопные характеристики Sr, Nd, Pb для гавайитов плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг варьируются в диапазоне $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7043–0,7045, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0,51265–0,51285 (ϵNd от 0 до +4), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 17,919–17,985, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15,435–15,469, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 37,716–37,867. Эти значения характерны для кайнозойских базальтов южной части Байкальской рифтовой зоны [4] и не отличаются от изотопных характеристик других щелочно-базальтовых комплексов Прихубсугуль [6]. Прямой корреляции между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $1/\text{Sr}$ не наблюдается, что свидетельствует об отсутствии или незначительной роли процессов коровой контаминации щелочно-базальтовых магм.

Таким образом, гавайиты плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг соответствуют диапазону составов щелочно-базальтовых комплексов Прихубсугуль в южной части Байкальской рифтовой зоны. Образование щелочно-базальтовых магм плато происходило в мантии при давлении ~20–25 кбар, а вариации их составов обусловлены процессами кристаллизационной дифференциации.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ № 08-05-98100-р_сибирь_a, 08-05-90213-Монг_a, интеграционных проектов СО РАН № 37, 142 и Программы Президиума РАН № 16 (проект № 11).

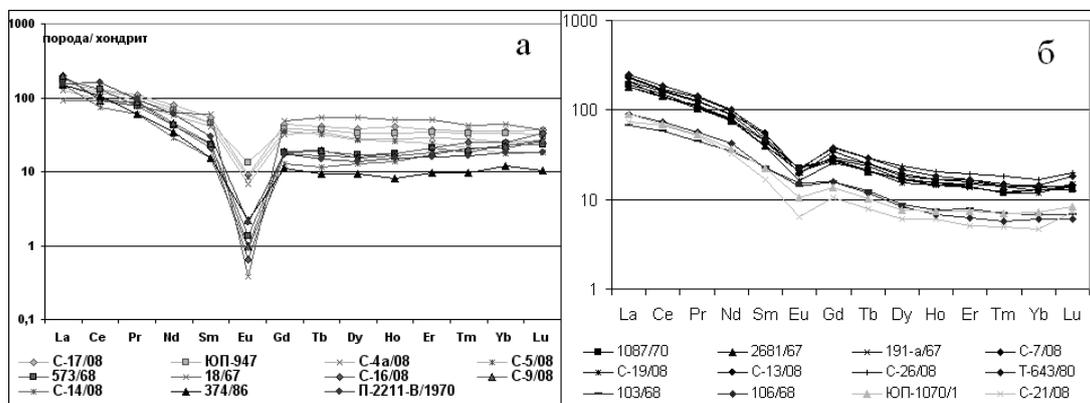
- [1] Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараиш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 6. – С. 554–565.
- [2] Гарваа Д., Энхээ Д., Тумур Б. и др. Отчет по проведению геолого-съёмочных работ масштаба 1:200000. Листы М-57-V, VI, XI, XII. Улан-Батор, 1998. – 295 с.
- [3] Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Рассказов С.В. и др. Литосферный контроль позднекайнозойского магматизма на границе Тувино-Монгольского массива, Прихубсугуль, Северная Монголия // Петрология. – 2007. – Т. 15, № 1. – С. 93–110.
- [4] Рассказов С.В., Саранина Е.В., Демонтерова Е.И. и др. Мантийные компоненты позднекайнозойских вулканических пород Восточного Саяна (по изотопам Pb, Sr и Nd) // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 12. – С. 1065–1079.
- [5] Dixon E., Clague D.A., Wallace P., Poreda R. Volatiles in Alkalic basalts from the North Arch volcanic field, Hawaii: extensive degassing of deep submarine-erupted Alkalic Series Lavas // J. Petrology. – 1997. – V. 38, № 7. – P. 911–939.
- [6] Ivanov A.V., Demonterova E.I. Lithospheric and sublithospheric sources for Miocene basaltic volcanism in Hovsgol rift, Northern Mongolia // Intern. J. Earth Sci. – 2009 (submitted).
- [7] Nimis P.A., Ulmer P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: an expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems // Contrib. Mineral. Petrol. – 1998. – V. 133, № 1–2. – P. 122–135.
- [8] Putirka K. Mantle potential temperatures at Hawaii, Iceland, and the mid-ocean ridge system, as inferred from olivine phenocrysts: evidence for thermally driven mantle plumes // Geochemistry. Geophysics. Geosystems. – 2005. – V. 6, № 5. – Q05L08. – doi:10.1029/2005GC000915.

О ПРИРОДЕ ВЫСОКОРАДИОАКТИВНЫХ ГРАНИТОВ И РИОЛИТОВ КЕРУЛЕНО-АРГУНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО- АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Г.А. Шатков

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

Керулено-Аргунский микроконтинент (супертеррейн), располагающийся между Монголо-Охотской и Южно-Монгольско-Болшехинганской складчато-надвиговыми системами, рассматривается в контуре, ограниченном Северо-Гобийским, Ульдзинским, Агинско-Пришилкинским (с севера) и Ундуршилиньским и Деербуганским глубинными разломами [1, 2]. Протяженность этой региональной структуры более 1500 км, ширина от 150 до 300 км. Внутреннее строение Керулено-Аргунского микроконтинента (КАМ) отличается значительной гетерогентностью, и в нем выделяются блоки, сложенные в значительной мере мезо- и неопротерозойскими (рифейскими и венд-раннекембрийскими) метаморфизованными терригенно-карбонатными и гранитоидными комплексами. Имеются основания утверждать, что КАМ максимально обогащен радиоактивными элементами в структуре Центрально-Азиатского пояса. Средне-Гобийский, Чойренский, Южно- и Северо-Керуленский, Северо-Чойбалсанский, Урулюнгуйский и Уровский блоки содержат в своем составе крупные объемы высокорadioактивных порфириобластических гнейсовидных гранитов и гранито-гнейсов рифейского возраста. Ранее нами было получено уран-свинцовым классическим методом (Pb^{206}/U^{238} , аналитик С.Л. Миркина) значение возраста 1180 млн лет по ураниниту из пегматитов в районе Чойрена и 990 млн лет по урансодержащему циркону из гнейсогранитов Средне-Гобийского массива. В настоящее время исследован возраст порфириобластических гнейсовидных гранитов урулюнгуйского комплекса в Южном Приаргунье. Локальным U-Pb методом по цирконам (SHRIMP-II) получены конкордантные значения: 774 ± 8 млн лет [СКВО=1,4], 798 ± 8 млн лет [СКВО=0,119] и 805 ± 7 млн лет [СКВО=0,00093]. Выполнены силикатные анализы, и методами ICP-MS и ICP-AES определены содержания Ba, Rb, Sr, Cs, Li, Ta, Nb, Hf, Zr, Y, Th, U, F и других химических элементов. Граниты обогащены U (5,8–7,7 ppm), Th (28–49 ppm) и K_2O (5,0–5,5 %). Изучение спектров РЗЭ показало, что эти граниты характеризуются глубоким европиевым минимумом ($Eu/Eu^* \approx 0,3–0,2$) (рисунок, а). Эти и другие аналитические данные (U, Th, Rb, Sr и др.) позволяют сделать вывод, что граниты относятся к S-типу. Все это подтверждает предположения В.А. Амантова [3], Н.М. Афанасова, В.В. Павловой [4] о том, что эти граниты формировались на субстрате, сохраняющем следы древних кор выветривания.



Спектры распределения редкоземельных элементов.

Проблема радиогеохимической специализации магматических комплексов имеет многогранное значение. Здесь затрагивается один аспект: признаки связи более молодых магматических комплексов с рифейскими и более древними протолитами и отличие их от неспециализированных массивов, нередко имеющих одинаковый возраст и объединенных одинаковой геотектонической обстановкой, в данном случае в связи с коллизионными и постконсолидационными рифтогенными процессами.

По единой схеме с урулюнгуйским комплексом были изучены возраст и геохимические особенности пород, относящихся к ундинскому ($300,4 \pm 4,3$ млн лет [СКВО=0,45]), лубинскому (идангинскому) ($251,7 \pm 3,4$ млн лет [СКВО=0,0089]), шахтаминскому ($161,6 \pm 1,3$ [СКВО=0,13]), кукульбейскому ($142 \pm 0,46$ [СКВО=0,086]) и абагайтуйскому ($141,8 \pm 1,4$ [СКВО=0,036] – 135 ± 1 [СКВО=2,5]) магматическим комплексам. По распределению РЗЭ выделяются две группы пород: резко обедненные европием ($Eu/Eu^* < 0,3$) и слабо обедненные этим элементом ($Eu/Eu^* = 0,5-0,8$, иногда до 1). При этом обнаружилось, что все специализированные на уран и торий массивы гранитов и риолитов отдельных вулканических депрессий характеризуются глубоким европиевым минимумом, независимо от их возраста: Куйтунский массив гранитов – 159 ± 1 [СКВО=0,36] млн лет, Кыр-Кириинский массив кукульбейского комплекса, риолиты верхнего комплекса Тулукуевской кальдеры. По этим и другим геохимическим и геологическим данным можно предполагать, что протолитом специализированных внутрикоровых магматических очагов, из которых сформировались эти породы, послужили граниты урулюнгуйского комплекса и, возможно, их раннепротерозойские предшественники.

Для другой группы пород, в которые входят лейкограниты Идангинского массива, лейкограниты с дымчатым кварцем лубинского комплекса, ареалы биотитовых гранитов ундинского комплекса, а также практически все трахидациты и граносиениты шахтаминского комплекса, которые слабо обеднены европием (рисунок, б), характерна радиоактивность, не превышающая уровень кларков верхней части земной коры ($U - 2-3$ ppm, $Th - 12-15$ ppm). По геохимическим параметрам в них «не просвечивает» протолит гранитов S-типа.

Исследования проведены в рамках Государственного контракта МПР РФ № АМ-02-34/32 от 13.06.2007 г.

- [1] *Petrov O.V., Shokalsky S.P.* Tectonic and metallogenic maps of Central Asia and adjacent areas, scale 1:2500000. – Sankt-Petersburg: VSEGEI, Oslo, 2008.
- [2] *Шатков Г.А., Вольский А.С.* Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. – 190 с.
- [3] *Амантов В.А.* Проблемы геологии и металлогении рифея Прибайкалья, Забайкалья и Верхнего Приамурья. – Л.: ВСЕГЕИ, 1991.
- [4] *Афанасов М.Н., Павлова В.В.* Особенности строения фундамента активизированных рудоносных срединных массивов Приаргунья // Геология и геофизика. – 1989. – № 9.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В КОНЦЕ КАРБОНА – НАЧАЛЕ ПЕРМИ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

*А.В. Шацлло**, *И.В. Федюкин***

*Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com

**Москва, Московский государственный университет

Палеомагнетизм среднего–позднего палеозоя Сибири до сих пор изучен весьма слабо. Несмотря на непрерывно поступающие новые данные [1–4 и др.], не совсем ясным остается положение палеомагнитных полюсов для девона Сибири, по сути, совершенно не охарактеризован карбоновый интервал, а для перми, за исключением хорошо обоснованного «траппового» полюса, отвечающего границе пермь–триас, имеется единственное определение [5]. Несколько лучше обстоит дело с силурийским палеомагнитным полюсом Сибирской платформы, положение которого сейчас можно считать в значительной степени обоснованным [6]. Палеомагнитные данные, полученные в 60–80-х годах прошлого столетия, с одной стороны, формально не могут использоваться без соответствующей заверки с применением методических и аппаратурных достижений последних лет, с другой – их количество весьма ограничено, а сами определения часто противоречивы и имеют взаимоисключающий характер. Между тем значение палеомагнитных данных по среднему–позднему палеозою трудно переоценить – эти данные необходимы для восстановления палеозойской «допангейской» истории Сибирской платформы, для реконструкции коллизионных процессов между Сибирью, Балтикой и Казахстаном, а также террейнами Центрально-Азиатского подвижного пояса, для тестирования становящейся сейчас все более популярной гипотезы об истинном смещении полюса (True Polar Wander) в среднем палеозое и др.

В настоящем сообщении мы представляем первые палеомагнитные данные по позднегерцинскому Ангаро-Витимскому батолиту-гиганту (АВБ), а также по породам позднего докембрия смежных регионов Байкало-Патомской складчатой области, испытавших региональное перемагничивание, связанное, по нашему мнению, со становлением батолита.

Объекты исследований. Гранитоиды АВБ опробовались в нижнем течении р. Витим, на участке от оз. Орон до г. Бодайбо, всего из пород батолита, представленных 2-й фазой мамско-оронского, 1-й и 2-й фазами конкудеро-мамаканского комплексов, было отобрано 180 ориентированных образцов. Отметим, что большинство изученных пород не несет полезного палеомагнитного сигнала, и лишь по наиболее поздним гранитоидам 2-й фазы конкудеро-мамаканского комплекса (массивные среднезернистые биотитовые граниты Синского массива) удалось получить интерпретируемый результат.

Полученные недавно геохронологические данные [7] в синтезе с накопленными ранее показывают, что подавляющий объем гранитоидов АВБ (в том числе и аналоги конкудеро-мамаканского комплекса) сформировался в интервале 310–270 млн лет в результате постколлизионного коллапса орогена. Последнее обстоятельство дает нам основания трассировать палеомагнитные данные по АВБ на структуру Сибирской платформы, что подкрепляется отсутствием существенных «постбатолитовых» сдвиговых и надвиговых тектонических нарушений в регионе.

В нижнем течении реки Бол. Патом на участке между устьями рек Челончен и Бол. Таймендра в пяти удаленных обнажениях, с существенно различающимися элементами залегания, были опробованы пестроцветные терригенно-карбонатные отложения жуинской (никольской) и ченчинской свит. По существующим представлениям возраст изученных стратиграфических единиц оценивается от позднего рифея до венда. В нашем случае точная возрастная привязка жуинской и ченчинской свит не имеет принципиального значения, поскольку далее мы будем рассматривать данные по перемагничиванию слагающих их пород.

Рассчитанные палеомагнитные направления и полюсы. По 14 образцам, представляющим главным образом граниты 2-й фазы конкудеро-мамаканского комплекса АВБ, получено на-

правление – $Dg=336,6$; $Ig=-74,3$, при $k=20$; $a95=7,9$ (современная система координат), соответствующий полюс – $Plat=-29,6(29,6)$; $Plong=308,7(128,7)$; $A95=13,6$. По породам жуинской и ченчинской свит получено послескладчатое направление (максимальная кучность при 0 % распрямления складки, сравнивались средние по пяти обнажениям, в статистике использованы 43 образца) $Dg=336,1$; $Ig=-71,5$, при $k=117,3$; $a95=7,1$, соответствующий полюс – $Plat=-27,7(27,7)$; $Plong=309,9(129,9)$; $A95=11,6$. Как видно, рассчитанные палеомагнитные полюсы по гранитам АВБ и осадочным породам позднего докембрия практически совпадают, находясь при этом в области ожидаемых позднепалеозойских полюсов и отличаясь от пермо-триасовых и более молодых направлений. По нашему мнению, время формирования метакронной послескладчатой намагниченности в породах позднего докембрия р. Бол. Патом и образование намагниченности, полученной по породам АВБ, синхронны становлению батолита, то есть могут быть датированы как конец позднего карбона – начало ранней перми.

При рассмотрении позднепалеозойского перемагничивания Байкало-Патомской области интересно привлечь данные, полученные ранее К.М. Константиновым с соавторами (в печати, цитировано в [8]) по породам позднего докембрия Байкало-Муйской зоны. В данной работе по породам падроканской и холоднинской свит было получено послескладчатое направление, формирование которого авторы также связывают со становлением батолита – полюс $Plat=37,0$; $Plong=126,0$; $dp/dm=6,0/6,4$. При построении палеореконструкций мы предлагаем использовать в качестве референтного полюса Сибири для рубежа карбон–пермь осредненный полюс из определений, полученных в настоящей работе, и определения К.М. Константинова с соавторами, соответствующий полюс: $Plat=31,4$; $Plong=128,3$; $A95=7,8$.

Исходя из полученных палеомагнитных данных можно оценить палеогеографическое положение Сибири в позднем палеозое: в конце позднего карбона – начале ранней перми Сибирская платформа располагалась между 40-й и 70-й широтами северного полушария и была развернута примерно на 160° по часовой стрелке относительно своего современного положения таким образом, что Алдано-Становой блок был ее самой северной частью.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 07-05-00880, 07-05-00750, и программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

- [1] *Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V. et al.* Palaeomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and palaeogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // *Geophys. J. Int.* – 2002. – V. 148. – P. 1–33.
- [2] *Константинов К.М., Хузин М.З., Саврасов Д.И. и др.* Палеомагнетизм среднепалеозойских базитов из зон влияния Виллоевского и Кютюнгинского палеорифтов Сибирской платформы (первый этап) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 72–76.
- [3] *Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю.* Положение девонских палеомагнитных полюсов Сибири: современное состояние проблемы и новые данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. – С. 92–94.
- [4] *Шаццлло А.В., Паверман В.И.* Результаты палеомагнитных исследований некоторых палеозойских магматических тел юга Сибири // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 159–165.
- [5] *Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V. et al.* Palaeomagnetism and geochronology of mafic dykes in South Siberia, Russia: the first precisely dated Early Permian palaeomagnetic pole from the Siberian craton // *Geophys. J. Int.* – 2006. – V. 167, № 2. – P. 649–658.
- [6] *Шаццлло А.В., Паверман В.И., Павлов В.Э.* Среднепалеозойский участок кривой кажущейся миграции полюса Сибирской платформы: новые палеомагнитные данные по силуру Нюйско-Березовского фациального района // *Физика Земли.* – 2007. – № 10. – С. 85–94.
- [7] *Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др.* Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // *Геология и геофизика.* – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 156–180.
- [8] *Шаццлло А.В., Константинов К.М., Кочнев Б.Б.* Этапы, генезис и возраст формирования складчатой структуры Байкало-Патомской дуги по палеомагнитным данным // *Эволюция тектонических процессов в истории Земли.* – М.: ГЕОС, 2004. – С. 113–120.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МОДЕЛЬ ГЕОДИНАМИКИ ВОСТОЧНОЙ ГРАНИЦЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (СОЧЛЕНЕНИЕ ХАНКАЙСКОГО МАССИВА И СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕНА)

Б.Ф. Шевченко

Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, shevchenko@itig.as.khb.ru

Тектонические структуры восточного окончания Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП) в виде докембрийских массивов, как правило, сочленяются со структурами Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП) по системам разломов различной глубины заложения. Такой стиль границ присущ Турано-Чжангуанцайлинскому и Малохинганскому массивам. Несколько иным образом выглядит сочленение докембрийского Ханкайского массива с меловым Сихотэ-Алинским орогенным поясом. Граница здесь проходит по глубинному Арсеньевскому разлому. В зоне его влияния выделены структуры взаимодействия между ЦАПП и ТПП в виде позднепалеозойского вулканогенно-осадочного прогиба (Малиновский) и меловых вулканогенных зон (Алчанская, Южно-Приморская) [3, 5]. По ряду геолого-геофизических признаков есть основания полагать, что меловые вулканогенные зоны имеют рифтовую природу. По литературным данным [2] для областей рифтогенеза характерны наличие пониженных значений продольных волн (низы земной коры), повышенные значения теплового потока, пониженные значения геоэлектрического сопротивления, относительно локальные и изометричные аномалии гравитационного и магнитного полей.

Для изучаемой территории в аномальном гравитационном поле эта область характеризуется локальными изометричными как относительно пониженными, так и относительно повышенными значениями поля. Поперечные размеры аномалий колеблются в пределах 20–30 км. Общий структурный план этих локальных аномалий соответствует северо-восточному простиранию Арсеньевского разлома. В аномальном магнитном поле на региональном уровне в направлении с северо-запада на юго-восток (линия глубинного трансекта) происходит смена знака поля. Положительные значения поля (до Арсеньевского разлома) сменяются на отрицательные. Для всей зоны разлома характерно наличие линейных отрицательных аномалий магнитного поля общей северо-восточной ориентировки. Линейные размеры аномалий колеблются в интервале 20–50 км.

Для изучения особенностей тектоники области сочленения Ханкайского массива с Сихотэ-Алинским орогеном по геофизическим и петрофизическим данным была составлена модель глубинного строения исследуемого региона. Глубинная модель сопоставлена с поверхностным распределением структурно-вещественных комплексов и системами тектонических нарушений. На основании сопоставления основных тектонических нарушений площади исследования [5] установлены возможные глубины их заложения и элементы падения. Арсеньевский разлом, отделяющий комплексы Ханкайского массива от образований Сихотэ-Алинского орогена, прослеживается до глубин 80–100 км (подошва литосферы). По своему простиранию с юго-запада на северо-восток разлом имеет переменный угол падения. Юго-западный и северо-восточный фрагменты разлома имеют крутые углы падения западного склонения. В центральной части разлома происходит выполаживание плоскости падения разлома до 40° с тем же западным склонением. На этом интервале на земной поверхности развиты позднемеловые вулканогенно-осадочные образования (кампан – даний).

На юго-западном фрагменте разлома, на фоне развития более древних осадочных комплексов позднего мела (сеноман – турон), выходы вулканических пород встречаются значительно реже. На северо-восточном фрагменте Арсеньевского разлома меловые вулканогенно-осадочные породы практически отсутствуют. В пределах орогена прослеживаются до уровня глубин верхней мантии ещё две системы дизъюнктивных нарушений. Это Центральный Сихотэ-Алинский разлом и сопряженный с ним Прибрежный. Первый прослеживается до глубин 60 км и

падает в восточном направлении. Угол падения составляет 60° и более. Прибрежный разлом прослеживается до глубин 50 км и имеет восточное падение с углом наклона $30\text{--}35^\circ$.

Взаимоотношения структурных элементов области сочленения Ханкайского массива с Сихотэ-Алинским орогеном, а они являются частью Амурской тектонической плиты, при рассмотрении в широтном направлении континент – Японское море и далее Тихоокеанская литосферная плита (линия трансекта), свидетельствуют об омоложении тектономагматических процессов, произошедших в земной коре в частности и в литосфере в целом. Глубинная структура литосферы в этом направлении также претерпевает определенные изменения. Из анализа трехмерной модели литосферы следует, что по латерали происходит сокращение мощности земной коры с соответствующей сменой её от континентальной к океанической. Литосфера имеет аналогичный тренд в изменении мощности по латерали [3].

В целом модельные построения указывают на то, что существует как конструктивная, так и деструктивная составляющие в геологических процессах, происходящих в литосфере зоны перехода от континента к океану. Конструктивная составляющая приводит к увеличению мощности литосферы (вертикальная аккреция, развитие орогенных процессов), деструктивная составляющая приводит к сокращению мощности литосферы и частично земной коры (рифтогенез).

Примером подобного рода деструктивного процесса может служить глубоководная Япономорская впадина. Рифтогенные процессы, происходившие здесь в олигоцен-миоценовое время, привели к формированию ныне наблюдаемой глубинной структуры. В частности, это юго-восточное падение Прибрежного разлома под углом $30\text{--}35^\circ$ в сторону осевой части Япономорской впадины и развитие над ним вулканитов соответствующего возраста. На основании глубинных параметров, характерных для рифтогенной Япономорской впадины, с учетом литературных данных, в пределах глубинного трансекта в области сочленения Ханкайского массива и Сихотэ-Алинского орогена (центральный фрагмент Арсеньевского разлома) выделена область, которая по нашим представлениям обуславливает формирование континентальных рифтогенных процессов.

С учетом особенностей глубинного строения литосферы и принимая во внимание подобие или/и возможную связь процессов, проходивших в зоне Арсеньевского разлома, с Япономорской рифтогенной впадиной, учитывая современные относительно повышенные (для континентальной части) значения теплового потока (до 60 мВт/ м^2), можно сделать вывод о весьма высокой вероятности развития рифтогенных процессов в исследуемой области. Этот факт можно рассматривать как признак ранее произошедших здесь рифтогенных процессов. Принимая во внимание возраст вулканитов (кампан – даний), можно предположить, что именно этот временной интервал соответствует времени формирования рифтогенных структур и комплексов в пределах этого фрагмента области сочленения Ханкайского массива и Сихотэ-Алинского орогена.

Континентальный рифтогенез исследуемого региона проходил на фоне значительных сдвиговых перемещений крупных блоков (террейнов) земной коры и/или литосферы вдоль разломных систем. В существующих геодинамических гипотезах значительная роль в формировании областей растяжения литосферы и последующего рифтогенеза отводится горизонтальным перемещениям литопластин с вращательной составляющей. Сочетание сдвиговых и вращательных перемещений блоков земной коры приводит к формированию областей сжатия и растяжения в литосфере. Подобные перемещения наиболее благоприятны для развития процессов рифтогенеза (формирование горст-грабеновых структур, осадконакопление, вулканизм).

В настоящее время горизонтальные перемещения инструментально определены вдоль Арсеньевского и Центрального Сихотэ-Алинского разломов. В расчетных моделях установлено вращение всей Амурской плиты в направлении против часовой стрелки [4]. Палеомагнитные данные также указывают на наличие вращательной составляющей с таким же направлением в домеловое время [1].

С учетом имеющихся геолого-геофизических данных предлагается следующая схема (модель) геодинамического развития для исследуемого региона. На первом этапе в континентальной коре в верхнемеловое время в результате сдвигово-вращательных перемещений блоков земной коры вдоль разломов образуются локальные области растяжений, в пределах которых формируются рифтовые системы. По мере приближения областей локального растяжения к границе континент – океан (в общем случае это граница тектонических плит) увеличивается

интенсивность рифтогенных процессов вплоть до разрывов сплошности земной коры (второй этап). На третьем этапе происходит отторжение и перемещение части континентальной коры по направлению вращения (в нашем случае против часовой стрелки – на восток).

Работа выполнена при поддержке грантов 06-1-ОНЗ-113 ДВО РАН и 07-05-00726 РФФИ.

- [1] Бретштейн Ю.С. Палеомагнетизм терригенно-карбонатных комплексов позднего палеозоя (Забайкалье, Приамурье) // Тектоника и глубинное строение востока Азии (VI Косыгинские чтения). – Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2009. – С. 157–159.
- [2] Грачев А.Ф. Рифтогенез // Планета Земля. Энциклопедический справочник. Т. «Тектоника и геодинамика». – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. – С. 157–162.
- [3] Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:1 500000. – Владивосток–Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2005. – 264 с.
- [4] Тимофеев В.Ю., Шевченко Б.Ф., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г., Пересторонин А.Н. Приморская сеть GPS-станций для геодинамических исследований и современная кинематика Центрального Сихотэ-Алинского разлома // Материалы XXXIX Тектонического совещания «Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли», 2006. Т. 2. – С. 301–305.
- [5] *Tectonic map of the Central Asian – Pacific belts junction area.* – Khabarovsk–Shenyang, 2001.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ БОЛЬШЕАМПЛИТУДНЫХ НАДВИГОВ И ШАРЬЯЖЕЙ В ЛИТОСФЕРЕ

С.И. Шерман

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

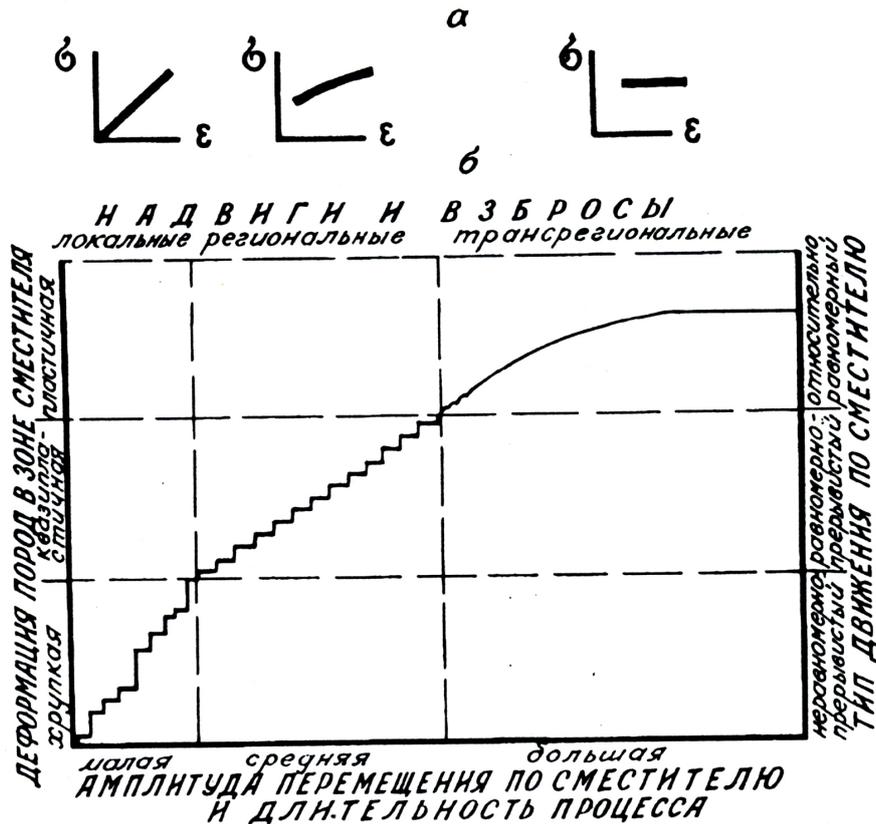
Разломы надвигового типа широко распространены в горноскладчатых областях земной коры и складчатом фундаменте древних платформ. Среди этих разрывов в особую группу выделяются большеамплитудные надвиги и шарьяжи. Они великолепно закартированы в Европейских Альпах, где с середины прошлого века подвергались тщательному изучению. При этом возникли серьезные трудности в объяснении существенной амплитуды горизонтального перемещения, оцениваемой нередко десятком или несколькими десятками километров. Большие массы аллохтона, высокое сопротивление из-за сухого трения на контактах надвигающихся масс в сочетании с пределом прочности горных пород ставят определенные ограничения по амплитудам надвигов и шарьяжей. Краткий обзор опубликованных работ по моделям и механизмам формирования упомянутых дизъюнктивов дан в работе [1].

Первой тектонофизической особенностью формирования крупных надвигов является строение и реологические особенности их сместителей.

Описания строения крупных надвигов позволяют заметить, что при укрупнении масштабов исследований можно выделить отдельные региональные и даже локальные надвиговые и сбросовые структуры, образующие внутреннюю разломную структуру зоны дробления – сложного по структуре сместителя надвига. При этом, чем мельче масштаб исследования, чем крупнее формирующаяся разрывная структура, тем большая роль принадлежит деформации, связанной с течением горных масс. Отсюда нельзя искать прямых связей между тектоническими напряжениями, прочностными свойствами земной коры или хрупкой части литосферы в целом, в которой формируются крупные надвиги, и амплитудами больших горизонтальных перемещений. Сложная по вертикальному разрезу реология зоны надвигания сказывается на внутренней структуре крупных надвигов: она приобретает вертикальную зональность, выражающуюся в увеличении роли хрупких деформаций и скольжения вдоль локальных разрывов и трещин при приближении к «дневной» поверхности. Большие амплитуды – прямой результат течений и квазитечений вязкой среды, контролируемой ее реологией и длительностью действия нагрузки. Исследования Е.И. Паталахи [2] подтверждают эти соображения.

Второй тектонофизической особенностью формирования крупных надвигов является неравномерное распределение амплитуды смещений вкрест зоны надвигов. Эта специфика распределения кинематики подвижек не имеет принципиального значения при анализе небольших региональных и локальных надвигов из-за небольшой мощности зон дробления и ширины области динамического влияния. У крупных надвигов область динамического влияния зарождается одновременно по всему простиранию зоны, надвиговые же швы в ней зарождаются фрагментарно. По мере роста амплитуды надвигов их зоны расширяются, главным образом за счет появления новых чешуй или зон течения материала во фронтальной части. При этом фиксируется и выполаживание сместителей у вновь образованных разрывов. Геологические наблюдения такого плана подтверждаются и экспериментами. С появлением хорошо проработанного магистрального шва прекращается расширение области динамического влияния. Это фиксируется в экспериментах, в природной же обстановке часто отмечается, что фронтальные чешуи относительно моложе тыловых. Квазитечение при наличии высокой трещиноватости в аллохтоне и вязкое течение играют определяющую роль в постепенном накоплении больших амплитуд движений аллохтонов крупных надвигов.

Третьей тектонофизической особенностью крупных надвигов является характерная для них масштабная инвариантность. Практически в любой части таких надвигов при укрупнении масштабов исследований можно выделить элементарную надвиговую структуру, представленную системой взбросовых трещин в обнажении или надвиговым швом с хорошо выраженной зоной



Тектонофизические условия формирования региональных и трансрегиональных надвигов и взбросов [1]. а – графики соотношений напряжений и деформаций в различные периоды формирования региональных и трансрегиональных надвигов и взбросов; **б** – принципиальный график зависимости деформации и типа движения по сместителю от амплитуды движения

дробления, мощностью не более первых сантиметров. Большой глубинный срез крупной надвиговой зоны может обнаружить другую разновидность заполнения сместителя – милонитовую или бластомилонитовую зону. Вариации милонитов и какиритов в зонах надвигов определяются глубиной их формирования и величиной денудированной части вертикального разреза. В целом, увеличение ранговой структуры надвигов и превращение их в крупноамплитудные трансрегиональные структуры ведет к увеличению доли пластического течения «геологического» вещества в основании аллохтона. При этом нарушаются известные соотношения между основными геометрическими параметрами надвигов, которые типичны для других морфогенетических типов разрывных структур.

Две разновидности форм реализации движений – скольжение и течение – обеспечивают формирование крупноамплитудных надвигов. Механизм формирования тектонических покровов и шарьяжей отличается от надвигового главным образом энергетическим источником. У покровов им, как правило, является гравитационное скольжение или течение по мягкой подушке. Формы реализации движений – скольжение или течение – зависят от строения аллохтонной толщи, ее толщины и угла наклона покрова. Горизонтальные силы, действующие на основание тектонического покрова, оценены в работах [1, 3].

В геологических процессах существенное значение имеет фактор времени. Очень короткие разрывы образуются «мгновенно», протяженные – в течение длительного времени. Специфика крупноамплитудного надвигообразования сказывается на формах деформаций и типах движения по сместителю (рисунок). Чем меньше амплитуда надвига, тем характернее для него неравномерно прерывистое движение. Для крупных надвигов свойственно равномерно прерывистое движение. Однако в масштабах реального времени (месяцы, годы, десятилетия), которое мгновенно для геохронологической шкалы, движение также следует рассматривать как равномерно

прерывистое. Об этом свидетельствуют доказательства высокой активности разломов в реальном времени [4, 5]. Последнее важно при анализе сейсмических процессов, происходящих в зонах с преобладанием геодинамических режимов сжатия континентальной литосферы.

Высшей ранговой структурой областей сжатия литосферы являются зоны субдукции. Амплитуды горизонтальных сжатий и поддвигов плит определяются длительностью их столкновения и поддвигания. Последнему способствуют и силы тяжести слэба. При расчетах учитываются толщины сходящихся плит, скорости горизонтальных сближений, угол наклона погружающейся плиты и некоторые другие факторы [6]. Во всех случаях это самостоятельный процесс, генетически не связанный с разломообразованием. Структура зоны поддвига по вертикальному сечению в местах контакта плит подобна зоне надвига, но ее формирование совершенно другое. Оно отражается на проявлениях современной сейсмичности в зонах субдукции. Модели сейсмического процесса в зонах субдукции и континентальных зонах в своих определяющих закономерностях совершенно различны.

Использование тектонофизических представлений для построения моделей формирования крупноамплитудных надвигов и шарьяжей позволяет решить многие геодинамические и сейсмологические вопросы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 07-05-00251, 09-05-12023_офи), программы Президиума РАН 16.8, программ ОНЗ РАН 6 и 7, а также ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.» (госконтракт № 02.740.11.0446).

- [1] Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. – Новосибирск: ВО «Наука», 1994. – 263 с.
- [2] Паталаха Е.И. Разломы и разломы // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1992. – Т. 67, вып. 6. – С. 133–135.
- [3] Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. – М.: Мир, 1995. Т. 1, 2. – 730 с.
- [4] Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли. – 2004. – № 10. – С. 95–111.
- [5] Шерман С.И., Горбунова Е.А. Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // Физическая мезомеханика. – 2008. – Т. 11, № 1. – С. 115–122.
- [6] Гордеев Е.И., Павлов В.М. Субдукция Тихоокеанской плиты под Камчатку: «сейсмическая» скорость поддвига // Физика Земли. – 2009. – № 4. – С. 56–66.

ПРИМИТИВНЫЕ МЕТАВУЛКАНИТЫ В ПРЕДЕЛАХ ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА КАК ИНДИКАТОРЫ СПРЕДИНГОВЫХ ОБСТАНОВОК В ПАЛЕОЗОЕ

С.И. Школьник, В.Г. Беличенко

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

В пределах центральной части Тункинских гольцов Восточного Саяна (правобережье р. Китой) в ассоциации с ультраосновными породами в составе аллохтона обнаружены примитивные разности вулканогенных пород. Высокомагнезиальные вулканиты образуют согласные линзовидно-пластовые тела, переслаивающиеся главным образом с метатерригенными породами и толеитовыми метабазами. Преобладание в разрезах сланцев основного состава и терригенных пород, при явно подчиненной доле карбонатов, указывает на то, что отложения Тункинского террейна здесь представлены, в большей мере, уртагольской свитой. Вулканогенные породы представлены в основном актинолитовыми, актинолит-хлоритовыми и актинолит-хлорит-эпидотовыми сланцами.

Содержания петрогенных окислов в примитивных метавулканитах составляют (в мас. %): $MgO=12,3-16,3$, $SiO_2=52-46$, $TiO_2=0,8-0,14$, $Al_2O_3=8,8-13,3$, $FeO=5,7-10,3$, $CaO=6,0-14,6$, $Na_2O=0,5-1,2$, значительные вариации наблюдаются по концентрации $K_2O - 0,1-1,7$.

По особенностям петрохимического состава, согласно диаграмме А.Н. Неелова [1], данные метавулканиты отвечают пикритовым базанитам и умереннощелочным пикритам (типа анкарамиты). По ряду петрохимических параметров, высокому содержанию магния и кремния изучаемые породы более всего отвечают расплавам, имеющим бонинитоподобную специфику, но при этом, относительно современных бонинитов, имеют либо повышенные содержания титана ($TiO_2 > 0,5$), либо несколько пониженные содержания кремния. На классификационной диаграмме $MgO-FeO^*+TiO_2-Al_2O_3$ [2] данные метавулканиты попадают в поля высокомагнезиальных толеитовых и коматиитовых базальтов.

Номенклатурное название для примитивных ($MgO > 12\%$) высококремнистых, низкотитанистых вулканитов определенно подобрать достаточно сложно. В разное время породы подобного состава определялись как низкотитанистые офиолитовые базальты и магнезиальные кварцевые толеиты либо высокомагнезиальные толеиты или «коматиитовые базальты» и «бониниты» [3]. Согласно классификации [4] вулканические породы с содержаниями MgO более 12 вес. %, кремния и щелочей ниже, соответственно, 52 вес. % и 3 вес. % относятся к пикритам.

Основываясь на типизации [3], высокомагнезиальные породы Тункинских гольцов можно разделить на две группы: с соотношением Al_2O_3/TiO_2 менее 20 (группа 1) и более 30 (группа 2). Типизация примитивных разностей пород на основе данного отношения базируется на его чувствительности к вариациям состава родоначальных магм и на слабой чувствительности к процессам вторичного изменения. Изначальное разделение вулканитов на основе данного отношения имеет смысл, поскольку распределение большинства петрогенных элементов в данных группах также различно. Высокомагнезиальные породы первой группы отличаются повышенными содержаниями P_2O_5 , TiO_2 , FeO , частично K_2O и пониженными Al_2O_3 и CaO . Пределы колебаний по концентрациям SiO_2 , Fe_2O_3 и Na_2O для обеих групп близки.

Помимо петрохимических отличий между выделенными группами пород значимые различия наблюдаются по геохимическим параметрам. Так, высокомагнезиальные метавулканиты первой группы отличаются повышенными, относительно пород 2-й группы, содержаниями большинства несовместимых редких элементов, в частности Th, Ba, Rb, Zr, ЛРЗЭ, но пониженным Sr. В общем случае, принципиальные различия между двумя группами высокомагнезиальных метавулканитов наблюдаются по уровню содержания большинства несовместимых элементов, а также в величине Nb, Ti и Zr аномалий. Как правило, на мультиэлементных спектрах в метавулканитах первой группы обнаруживаются выраженные отрицательные аномалии по данным элементам, а величина Nb/La_{pm} и Nb/Th_{pm} отношений варьируется в пределах

0,28–0,66 и 0,10–0,24, значение $Nb/Nb^*=0,18–0,29$. Для второй группы метавулканитов характерно отсутствие ярко выраженных аномалий по Ti и Zr, величина Nb аномалии также возрастает ($Nb/Nb^*=2,3$). Большая часть метавулканитов первой группы имеет фракционированные спектры распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n=1,3–6,9$). Вторая группа высокомагнезиальных метавулканитов характеризуется обедненными легкими лантаноидами спектрами распределения РЗЭ ($(La/Yb)_n=0,30–0,77$). Следует отметить, что среди низкомагнезиальных разностей толеитовых базальтов Тункинских гольцов также существуют разности пород и с обогащенными, и с обедненными LREE спектрами распределения.

Некоторое сходство составов высокомагнезиальных вулканитов Тункинских гольцов обнаруживают с составами пород марианит-бонинитовой серии из офиолитового разреза Юго-Восточных Саян [5]. И тем и другим вулканитам при высоком содержании MgO свойственны повышенные содержания SiO_2 , Cr, Ni и несколько пониженные CaO и Al_2O_3 . Исключение составляют повышенные содержания титана в ряде проб вулканитов Тункинского террейна. Однако по содержанию микроэлементов, особенно редкоземельного спектра, наблюдаются существенные различия, выраженные, в первую очередь, различием в концентрациях LREE и LILE. Среди высокомагнезиальных пород Тункинского террейна существуют разности, как обогащенные легкими редкоземельными элементами $(La/Yb)_n=1,3–6,9$, так и обедненные $(La/Yb)_n=0,30–0,77$. Подобные по содержанию петрогенных элементов, высокомагнезиальные вулканиты Дунжугурского офиолитового разреза Восточных Саян [6] характеризуются более низкими содержаниями РЗЭ, сравнительно слабым их фракционированием $(La/Yb)_n=1–4$ и типичными бонинитовыми (U-образными) спектрами распределения РЗЭ, что резко отличает их от вулканитов Тунки.

Сравнение петрогеохимических особенностей высокомагнезиальных метавулканитов Тункинского террейна с современными примитивными разностями вулканитов островов Тонга и Соломоновых показало, что данные высокомагнезиальные метавулканиты по содержанию петрогенных элементов являются промежуточными между островодужными пикритами и более кремнекислыми магмами бонинитового типа. К общим особенностям метавулканитов и бонинитов относится сочетание высокой магнезиальности расплавов, повышенного содержания SiO_2 и несколько пониженных Al_2O_3 , CaO по сравнению с пикритами.

В современных островодужных системах, в которых наряду с высокомагнезиальными присутствуют и высококремнистые разности, формирование подобных расплавов связывается с малыми глубинами их образования (порядка 50 км) при достаточно высоких температурах (>1300 °C) и высоких степенях плавления мантийного источника. В кайнозойских дугах в ассоциации с высокомагнезиальными андезитами и базальтами и Nb-обогащенными базальтами часто добавляются такие породы, как бониниты и пикриты, образование которых связывается с молодыми зонами субдукции с относительно разогретой океанической корой [7 и др.]. Наличие подобных ассоциаций пород в древних зеленокаменных поясах также связывается с конвергентными окраинами плит; в зависимости от особенностей состава вулканитов это либо типичные островодужные обстановки, либо спрединговые в задуговом бассейне [8 и др.].

Таким образом, выявленные в пределах центральной части Тункинских гольцов высокомагнезиальные метавулканиты обнаруживают признаки, указывающие на то, что их образование связано с зонами субдукции. Ассоциация толеитовых метабазальтов с терригенными и карбонатными породами типична для отложений задуговых бассейнов. Близость составов метавулканитов к составам, имеющим бонинитовую и пикритовую специфику, наличие базальтоидов как с выраженной отрицательной, так и с положительной Nb аномалиями, а также ассоциация данных пород в разрезе с ультрабазитами могут маркировать древнюю зону спрединга задугового бассейна в пределах Тункинского террейна. Различия спектра составов первичных магм высоко- и низкотитанистых вулканитов могут быть объяснены плавлением двух исходных мантийных источников (различных для высоко- и низкотитанистых) под воздействием вододержащего компонента.

Работа выполнена при финансовой поддержке ИП СО РАН № 9 и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.» (госконтракт № 02.740.11.0446)..

[1] Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. – Л.: Наука, 1980. – 100 с.

- [2] *Jensen L.S.* A new cation plot for classifying subcalic volcanic rock // Ontario Div. Mines. Misc. – 1976. – P. 66.
- [3] *Cameron W.E.* Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus // Contrib. Mineral. Petrol. – 1985. – V. 89. – P. 239–255.
- [4] *Le Bas M.J.* IUGS Reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // J. Petrol. – 2000. – V. 41, № 10. – P. 1467–1470.
- [5] *Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Скляр Е.В., Медведев В.Н.* Марианит-бонинитовая серия в офиолитах Восточного Саяна // Геология и геофизика. – 1986. – № 12. – С. 29–35.
- [6] *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: «ПРОБЕЛ-2000», 2004. – 192 с.
- [7] *Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotton J., Defant A.M.* High Field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene Island arc basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines) // J. Petrol. – 1996. – V. 37. – P. 693–726.
- [8] *Manikyamba C., Kerrich R., Khanna T.C., Satyanarayanan M., Krishna A.K.* Enriched and depleted arc basalts, with Mg-andesites and adakites: A potential paired arc-back-arc of the 2.6 Ga Hutti greenstone terrane, India // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2009. – V. 73. – P. 1711–1736.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПРОТОЛИТА ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАПЕЛИТОВ ГОРЛЫКСКОЙ СВИТЫ (ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЙ ЧЕХОЛ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА)

С.И. Школьник, В.Г. Беличенко, И.Г. Бараин

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

К высокоглиноземистым породам относятся бедные кальцием пелиты и их метаморфические аналоги с содержанием Al_2O_3 более 20 %. Генезис таких пород имеет конвергентную природу. Они могут рассматриваться либо как образования древних кор выветривания или их дериватов, либо как породы, образованные при гидротермально-метасоматических процессах.

В пределах Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ) высокоглиноземистые породы (бокситы) известны достаточно давно. Они приурочены к отложениям боксонской серии венд-кембрийского чехла западной окраины ТММ. Аналогом боксонской серии в юго-восточной части ТММ является горлыкская свита. Корреляция пород боксонской серии с породами горлыкской свиты была проведена на основе состава карбонатов [1]. Данные о присутствии в составе горлыкской свиты высокоглиноземистых (Al_2O_3 порядка 30 % и более) пород впервые были опубликованы Р.Г. Боосом [2]. Эти породы были обнаружены в одном из обособленных фрагментов автохтона в пределах Тункинского террейна. Помимо этого, выходы пород горлыкской свиты прослеживаются в субширотном направлении вдоль южной границы Гарган-Ильчир-Оспинского выступа фундамента микроконтинента [3].

Отложения горлыкской свиты представлены преимущественно карбонатными породами существенно доломитового состава общей мощностью порядка 2500 м. Для средней части разреза свиты характерны обильные фитогенные постройки (строматолиты, микрофитолиты), являющиеся в отдельных горизонтах породообразующими. В бассейне рч. Шумак прослежен согласный контакт горлыкской свиты с подстилающей верхнешумакской свитой [2]. В бассейне р. Саган-Сайр [3] горлыкская свита залегает непосредственно на породах офиолитовой ассоциации дунжугурского комплекса, участвующих в строении фундамента ТММ.

Используя предоставленные В.Г. Беличенко и отобранные нами во время полевых исследований, проведенных по правобережью р. Китоя (р. Ара-Хубыты) в Тункинских гольцах, пробы, мы предприняли попытку на основе минералого-геохимических данных определить состав протолита и условия накопления высокоглиноземистых пород горлыкской свиты.

В разрезе горлыкской свиты преобладают карбонатные породы преимущественно доломитового состава, в которых присутствуют маломощные прослои известняков, кварцевых песчаников и углисто-алевритовых сланцев. Примечательно, что доломиты в средней части разреза в обилии содержат фитогенные постройки-строматолиты и микрофитолиты, которые в отдельных горизонтах являются породообразующими и соседствуют непосредственно с глиноземистыми сланцами. Маломощные (до 40 м) стратиформные тела глиноземистых пород имеют преимущественно кварц-серицитовый, кварц-серицит-хлоритовый, кварц-серицит-хлоритоидный и серицит-хлоритоидный состав. Все сланцы содержат значительное количество углеродистого вещества и в разной степени сульфидизированы, что несколько затрудняет их микроскопическое изучение. В наименее углеродистых и более раскристаллизованных разностях порфиобласты хлоритоида, придающие породам «искристость», могут достигать порядка 20 % от общего объема породы. Как правило, породы с видимым «искристым» хлоритоидом обильно насыщены сульфидами, образующими прослойки и желваки мощностью до 1 см.

Химический состав пород достаточно разнообразен. По содержанию кремния обнаруживаются значительные вариации (34–54 мас.%), в целом более низкие, чем в постархейских глинистых сланцах. Такие же вариации обнаруживаются по концентрациям TiO_2 (0,65–3,67; ср. 1,89) и Al_2O_3 (18,1–37,2), в среднем выше, чем в постархейских сланцах (ср. 1,0 и 18,9, соответственно). На петрохимической диаграмме $SiO_2-Al_2O_3/SiO_2$ данные породы ложатся вдоль гиперболического тренда, характерного для осадочных пород, и группируются в поле латеритов.

Типичная для глинистых пород прямая корреляционная зависимость между содержанием титана и алюминия в высокоглиноземистых породах отсутствует. По величине гидролизатного ($ГМ=0,55-1,67$) и титанового ($ТМ=0,024-0,16$) модулей породы аттестуются как титанистые гипо- и нормогидролизаты. Породы с величиной $ГМ>0,85$ [4] обязательно содержат свободные оксиды или гидрооксиды алюминия. Близкая к негативной корреляция между титановым и гидролизатным модулями обусловлена различным поведением в процессе литогенеза алюминия и титана. При накоплении алюминия титан восстанавливается ($Ti^{4+} \rightarrow Ti^{3+}$) и выносится. Действительно, обилие сульфидов в породе указывает на относительную глубинность бассейна и восстановительный режим накопления. Содержания K_2O варьируются в широких пределах ($0,03-8,75$), при этом величина калиевого модуля [4] близка к мусковитовой норме, т.е. носителем калия здесь являются светлые слюды.

Чередование в разрезе маломощных глиноземистых метапелитов с карбонатными породами, их химический состав указывают на то, что данные породы не являются прямыми аналогами латеритных кор выветривания, а только наследуют их черты, т.е. являются их дериватами. Сочетание высоких концентраций натрия (до 4 % в отдельных пробах) с повышенными содержаниями магния (до 4,35 %) свидетельствует о вулканогенной примеси и доминирующей роли монтмориллонита. Прямая корреляция модулей ФМ-ЖМ и ТМ-ЖМ, высокие содержания Cr (до 590 ppm) также указывают на размыв кор выветривания, образованных по основному-ультраосновному субстрату. Среди высокоглиноземистых пород бассейна рч. Шумак выделяется группа пород с повышенным содержанием K_2O (более 3 %) и пониженным MgO (менее 3 %), что, вероятнее всего, обусловлено присутствием в составе субстрата продуктов эрозии, наряду с основным материалом, и материала высококалиевых гранитоидов. На смешанный состав протолита глиноземистых сланцев указывают и повышенные, относительно PAAS, содержания La и Ce , при высоких Cr и V . Положительная корреляция содержания алюминия с концентрациями La и Ce указывает на вхождение данных элементов в глинистую составляющую. Близкая к прямой корреляция между содержаниями хрома, ванадия и титана может быть следствием нахождения данных элементов в составе обломочной фазы, либо их вхождения в состав слюд.

Изменение фаций и мощностей отложений горлыкской свиты [3] указывает на то, что во время ее накопления севернее (совр. координаты) выходов свиты располагалось относительно поднятие, в строении которого участвовали породы офиолитовой ассоциации, коры выветривания по которым и являлись основным поставщиком материала. Рифей-вендская эпоха массового развития кор выветривания на Сибирской платформе и в ее складчатом обрамлении характеризуется господством аридных обстановок [4]. При этом присутствие каолинита (обнаруженный хлоритоид является прямым производным каолинита с кварцем или монтмориллонитом) в отложениях является признаком гумидизации глимата. Представляется, что на общем фоне теплого аридного климата существовали эпохи гумидизации, когда в корях выветривания формировался каолинит. Формирование глиноземистых метапелитов происходило в относительно глубоководном бассейне с восстановительным режимом накопления. Относительно спокойный режим формирования органогенных карбонатов и лавинная терригенная седиментация, судя по геохимическим особенностям высокоглиноземистых метапелитов, периодически сменяли во времени друг друга в пределах данного участка чехла ТММ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 07-05-00537), ИП СО РАН № 9 и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.» (госконтракт № 02.740.11.0446).

[1] Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Литология и полезные ископаемые. – 2005. – № 2. – С. 1–13.

[2] Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1991. – 144 с.

[3] Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: «ПРОБЕЛ-2000», 2004. – 192 с.

[4] Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. – СПб.: Наука, 2000. – 479 с.

ВОЗРАСТ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ БАЗИТОВ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА СИБИРСКОГО КРАТОНА

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

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

Палеопротерозойский (1,85–1,87 млрд лет) Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс располагается в пределах южной части Сибирского кратона. Согласно современным исследованиям, в частности А.М. Ларина с соавторами [1], Т.В. Донской с соавторами [2], считается, что формирование Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса происходило в обстановке постколлизийного растяжения после образования единой структуры Сибирского кратона.

Пояс сложен вулканогенно-осадочными породами акитканской серии и гранитоидами ирельского комплекса. Магматические образования Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса представлены главным образом породами кислого состава, базальты и андезит-базальты составляют не более 6 % от общего объема магматических пород пояса [3]. В структуре пояса самыми ранними и поздними магматическими образованиями основного состава являются базальтоиды, относимые к малокосинской свите акитканской серии, и комбинированные (долерит-риолитовые) и долеритовые дайки, прорывающие гранитоиды ирельского комплекса и вулканиты кислого состава хибеленской свиты акитканской серии.

На основании геологического положения в разрезе акитканской серии базальтоидов малокосинской свиты и согласно уже опубликованным геохронологическим данным по перекрывающим породы малокосинской свиты вулканитам кислого состава, возраст базальтоидов принимается несколько древнее или близким к возрасту располагающихся выше осадков малокосинской свиты кислых вулканитов. Возраст этих вулканитов оценивается как $1877,7 \pm 3,8$ млн лет [4].

Датирование U-Pb методом по циркону риолитов из центральной части комбинированной дайки показало, что они имеют возраст 1844 ± 11 млн лет, что дает основание принимать возраст долеритов даек близким возрасту этих риолитов.

Базальтоиды малокосинской свиты по своему составу соответствуют высокомагнезиальным толеитам и известково-щелочным андезитам, а долериты даек – высокожелезистым толеитам. Базальтоиды малокосинской свиты и долериты даек обнаруживают как сходства, так и различия геохимических характеристик. Для базальтоидов малокосинской свиты по сравнению с долеритами даек характерны более низкие содержания TiO_2 (в среднем 0,89 мас. % против 1,94 мас. %), $Fe_2O_3^*$ (9,54 мас. % против 14,71 мас. %), P_2O_5 (0,25 мас. % против 0,41 мас. %). В то же время в базальтоидах и долеритах отмечаются сходные пониженные содержания Nb, повышенные содержания Th и легких РЗЭ, а также отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(T)$. Для базальтоидов малокосинской свиты рассчитанные значения $\epsilon_{Nd}(1878 \text{ млн лет})$ варьируются от $-6,5$ до $-8,9$, а для долеритов даек значения $\epsilon_{Nd}(1844 \text{ млн лет})$ составляют $-5,4 \dots -11,2$. На нормированных по составу примитивной мантии мультиэлементных спектрах базальтоидов малокосинской свиты отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb-Ta, P, Ti. На мультиэлементных спектрах долеритов даек отмечаются отрицательные аномалии по Nb-Ta, Sr, Zr-Hf и слабая отрицательная аномалия по Ti.

Изотопно-геохимические характеристики базальтоидов малокосинской свиты и долеритов даек являются следствием выплавления обоих комплексов пород из источников, обогащенных субдукционными компонентами с высокими значениями отношений Ce/Nb и Th/Nb (Th/Ta) [5]. Однако различия в содержании ряда элементов, главным образом таких, как $Fe_2O_3^*$, TiO_2 и P_2O_5 , позволяют считать, что базальтоиды малокосинской свиты и долериты даек формировались за счет плавления разных по составу источников. Предполагается, что базальтоиды малокосинской свиты были образованы за счет плавления литосферного мантийного источника, со-

держашего субдукционный компонент, а источником долеритов даек являлась тугоплавкая часть литосферной мантии, метасоматизированная субдукционными флюидами.

Изотопно-геохимические особенности магматических образований основного состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса объясняются их формированием в обстановке постколлизийного растяжения на стадии коллапса коллизийной системы, после завершения в регионе субдукционных и коллизийных процессов. При этом на начальных стадиях постколлизийного растяжения происходило плавление литосферной мантии, обогащенной субдукционными компонентами, и формирование родоначальных расплавов для базальтоидов малококсинской свиты, а на завершающих стадиях формирования Северо-Байкальского пояса в условиях максимального растяжения коры имел место подъем расплавов, обогащенных железом, которые явились источником для долеритов даек.

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

- [1] Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // ДАН. – 2003. – Т. 392, № 4. – С. 506–511.
- [2] Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. – 2005. – Т. 13, № 3. – С. 253–279.
- [3] Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. – 1998. – Т. 6, № 4. – С. 139–164.
- [4] Донская Т.В., Бибилова Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., ДеВаэле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирилова Т.И. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология. – 2008. – Т. 16, № 5. – С. 452–479.
- [5] Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints // J. Petrol. (Special Lithosphere Issue). – 1988. – P. 415–445.

БОЛЬШИЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПРОВИНЦИИ И ЗОНАЛЬНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ АРЕАЛЫ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ СЕВЕРНОЙ АЗИИ И ИХ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

В.В. Ярмолюк

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

В позднем палеозое огромные пространства северо-азиатской части Пангеи оказались вовлеченными в процессы внутриплитной переработки. Ее показателями являются, в первую очередь, крупные трапповые провинции – Таримская и Сибирская. Первая из них возникла в середине ранней перми (290–280 млн лет назад) и представлена трапповыми полями центральных участков Таримского микроконтинента. Вторая возникла на рубеже перми и триаса, охватив территорию свыше 1,5 млн км² в центральной части Сибирской платформы. Кроме общего стиля магматизма сближает эти провинции то, что обе они возникли в пределах кратонных блоков. По периферии этих провинций в пределах складчатых поясов, наряду с базальтоидными комплексами, формировались бимодальные (Западно-Сибирская рифтовая система, северная периферия Таримской провинции) и щелочно-гранитоидные (Таймыр) ассоциации. При этом менялся структурный контроль магматизма и более широко протекали рифтогенные процессы. Образование обеих трапповых провинций связывается с активностью крупных мантийных плюмов.

К позднему палеозою относится также формирование ряда гранитоидных и вулканических поясов, протягивающихся вдоль Центрально-Азиатского складчатого пояса и как бы разделяющих Сибирскую и Таримскую трапповые провинции. В строении этих поясов широко развиты породы субщелочной и щелочной серии, поэтому некоторые исследователи связывают их образование с деятельностью тех же суперплюмов, которые контролировали формирование трапповых провинций. Вопрос о правомочности подобного сопоставления лежит в плоскости возрастной и структурной корреляции магматических процессов в трапповых провинциях и их обрамлении. Решающую роль здесь приобретает определение связи трапповых излияний с магматизмом зональных магматических ареалов, участвующих в строении крупнейшей позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии.

Позднепалеозойская рифтовая система Центральной Азии была выделена в начале 80-х годов прошлого столетия. Она представляет собой систему разновозрастных рифтовых зон, которая протянулась вдоль южной окраины Северо-Азиатского континента на расстояние свыше 3000 км при ширине до 600 км, охватив практически всю территорию ЦАСП. С образованием этой рифтовой системы связано формирование преобладающей массы гранитоидов ЦАСП, в том числе крупнейших батолитов мира – Ангаро-Витимского, Хангайского и Хэнтэйского. Эти батолиты участвуют в строении крупных зональных магматических ареалов, определивших внутреннюю структуру рифтовой системы.

На основе геологических данных было показано, что развитие рифтовой системы прослеживается с позднего карбона по триас включительно и происходило в форме миграции процессов рифтогенеза от окраины континента в глубь его. К ранней стадии развития относится образование двух магматических ареалов – Баргузинского и Южно-Монгольского, к поздней – образование Хангайского (поздняя пермь) и Хэнтэйского (поздний триас – ранняя юра) зональных магматических ареалов.

Южно-Монгольский магматический ареал представляют рифтовые зоны – Гоби-Тяньшаньская и Главного Монгольского линейамента (Ярмолюк, 1983), сочетающиеся на западе с Таримской провинцией. Общим для этого и Таримского магматических ареалов является широкое развитие базит-ультрабазитовых ассоциаций в области их сочленения, однако состав магматических комплексов рифтовых зон существенно иной и определяется развитием бимодальных базальт-трахириолит-командитовых вулканических ассоциаций, а также многочислен-

ных массивов щелочных гранитоидов. Возраст щелочных гранитов, оцененный U-Pb методом по породам 15 массивов, варьируется в диапазоне 302–284 млн лет (Ярмолюк и др., 2008). Единичные датировки отличаются от значений этого диапазона, свидетельствуя, что процессы рифтогенеза в пределах рифтовых зон продолжались в более длительном интервале времени.

В целом возрастная диапозон магматических процессов в пределах как Южно-Монгольского, так и Таримского магматических ареалов охватывает интервал между 315 и 275 млн лет, однако основные события (рифтогенез, образование групп базит-ультрабазитовых интрузивов, плато излияния) произошли между 295 и 275 млн лет (максимальное количество датировок). По-видимому, внутриплитная активизация началась с образования восточной (рифтовой) части провинции 302–284 млн лет назад. Затем центры активности возникли западнее, где были сформированы комплексы базит-ультрабазитовых интрузий и трапповые области (между 287 и 275 млн лет назад). Объем траппов оценивается в 100000 км³ (Zhang et al., 2008). Объем магматических продуктов, возникших в ходе образования Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, превосходил 50000 км³.

Баргузинский ареал имеет зональное строение, охватывая территорию более 150000 км². Его центральную часть (ядро ареала) образует крупнейший в мире Ангаро-Витимский батолит, становление которого произошло в интервале 305–275 млн лет (Ярмолюк и др., 1997, Цыганков и др., 2007). На периферии ареала располагаются Удино-Витимская (298–275 млн лет) и Сыннырская (310–288 млн лет) зоны развития щелочного магматизма (рифтогенные зоны). Кроме того, еще одна такая зона – Сайженская (305–288 млн лет) – прослеживается вдоль осевой части батолита. Помимо этих зон ряд массивов щелочных гранитов, сиенитов и габброидов распространен вблизи западного обрамления батолита в пределах территории Восточного Саяна и Восточной Тувы (Восточно-Саянская зона). Возраст пород этой зоны составляет около 300 млн лет (наши неопубликованные U-Pb датировки).

Очевидно, что все проявления магматизма Баргузинского ареала сформировались одновременно и в том же возрастном интервале, что и образование, в первую очередь, Южно-Монгольского ареала. Заключительная стадия его формирования совпала с развитием Таримского ареала. В то же время отличия ареалов и независимость процессов, вызвавших их образование, достаточно выразительны. Так, например, даже в современной структуре ареалы отстоят друг от друга более чем на 1000 км, тогда как на момент своего образования они были разделены Монголо-Охотским морским бассейном. В отличие от Таримского и Южно-Монгольского ареалов, где преобладали процессы основного вулканизма, в строении Баргузинского ареала доминируют калиевые плутонические породы.

Хангайский зональный магматический ареал занимает площадь более 150000 км² и включает Хангайский батолит и обрамляющие его с юга и севера Гоби-Алтайскую и Северо-Монгольскую рифтовые зоны. Хангайский батолит сложен гранитоидами нормального и субщелочного рядов с участием многочисленных проявлений синплутонического базитового магматизма. Возраст батолита по данным U-Pb датирования определяется в интервале 260–243 млн лет.

Рифтовые зоны зонального ареала характеризуются развитием бимодальных базальт-трахириолит-пантеллеритовых ассоциаций с участием многочисленных массивов щелочных гранитоидов. Возраст пород Гоби-Алтайской рифтовой зоны определяется на основании палеофлористических данных как конец ранней перми – поздняя пермь, возраст пород Северо-Монгольской рифтовой зоны по тем же данным определяется как позднепермский. По данным Rb-Sr датирования возраст пород этой зоны определяется интервалом 264–249 млн лет. Объем излившихся пород оценивается примерно в 75000 км³ в Гоби-Алтайской рифтовой зоне и в 75000 км³ в Северо-Монгольской зоне (Ярмолюк, Коваленко, 1991).

Время формирования Хангайского зонального ареала пересекается с временем становления траппов Сибирской провинции. Однако независимость развития обеих магматических областей очевидна. Во-первых, заложение Хангайского ареала произошло раньше, и, во-вторых, обе области существенно разделены в пространстве и лишены структурных связей. Поэтому их образование мы связываем с действием разных процессов.

Хэнтэйский зональный магматический ареал возник в интервале 230–190 млн лет. Он занимает площадь свыше 120 млн км² и включает центральный Хэнтэйский батолит и обрамляющие его с севера Западно-Забайкальскую и с юга Северо-Гобийскую рифтовые зоны, сло-

женные породами бимодальных и щелочно-гранитоидных ассоциаций.

Природа зональных ареалов. Общей характеристикой зональных ареалов является наличие центрального гигантского по размерам гранитоидного батолита, проявление рифтогенных процессов с продуктами мантийного генезиса по его обрамлению. Важной составной частью внутренних участков батолитов являются многочисленные тела основных пород, развитые среди гранитов батолита. Они выделяются как синплутонические интрузии (Литвиновский и др., 1992), так как внедрялись одновременно с гранитоидами и образовывали совместно с ними соотношения типа минглинга. По составу они отвечают щелочным базальтоидам (Литвиновский и др., 1992, Ярмолук и др., 1997). Доля основных пород в составе Ангаро-Витимского батолита оценивается до 10 % общего объема. Объем батолита (Турутанов и др., 2006), по-видимому, приближается к 0,5 млн км³. Близкие оценки были получены также для Хангайского батолита. В соответствии с подходом Н.Л. Добрецова (2005), общая доля базитовых пород, участвующих в строении этих батолитов, а также внедрившихся в основание коры и вызвавших ее масштабный анатексис, могла составить также не менее 0,5 млн км³, что позволяет рассматривать зональные магматические ареалы как эквиваленты крупных изверженных провинций. Объем излившихся продуктов в рифтовых зонах, например Хангайского магматического ареала, превышает 150000 км³. По объему магматического материала эти ареалы сопоставимы с большими изверженными провинциями (LIP's)

Фиксируемая магматическая структура зональных ареалов свидетельствует о развитии пород мантийного генезиса по всей их площади – более широко в периферических зонах и меньше в центральной их части. Подобная вещественная структура зональных ареалов указывает на их формирование над изометричными мантийными источниками, которые мы сопоставляем с мантийными плюмами. Специфическое зональное распределение продуктов магматизма и доминирование его плутонических форм в центральных участках мы связываем с особенностями проявления плюмовой активности в обстановках активных окраин, развивающихся в условиях конвергенции плит и, как следствие, регионального сжатия.

Позднепалеозойская – раннемезозойская плюмовая активность и ее геодинамическая природа. Можно наметить следующую последовательность плюмовой активности в позднем палеозое – раннем мезозое Северной Азии: 1) конец карбона – начало перми – образование Южно-Монгольского и Баргузинского автономных ареалов; 2) ранняя пермь – формирование Таримской трапповой провинции. Оба акта активности связаны с краевой частью Северо-Азиатского континента; 3) конец ранней перми – поздняя пермь – образование Хангайского ареала в более удаленных в глубь континента участках АКО; 4) граница перми и триаса – трапповые излияния на Сибирской платформе в глубине континента; 5) образование Хэнтэйского ареала в зоне столкновения Сибирского и Северо-Китайского континентов. Таким образом, отмечается последовательное проявление деятельности ряда мантийных плюмов, палеогеографическое положение которых было связано с краевыми и центральными участками Сибирского палеоконтинента и с тенденцией их последовательного распространения на внутренние участки континента. Подобное пространственное сосредоточение близких по возрасту плюмов позволяет связать область их развития с проекцией горячего поля мантии, аналогичного Афро-Атлантическому горячему полю. Мы полагаем, что в позднем палеозое формирующаяся Пангея перекрыла своим сибирским краем подобное горячее поле. Продвижение Пангеи в восточном направлении привело в конце концов к тому, что под воздействием этого горячего поля континент стал дробиться с образованием современной системы материков и фиксирующих границы расколов крупнейших трапповых провинций (Центрально-Атлантической – 200 млн лет, Кару – 180 млн лет, Паранской – 120 млн лет, Деканской – 67 млн лет, Британно-Арктической – 60 млн лет).

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абушкевич В.С. 110
Агатова А.Р. 31
Алексеев Д.В. 62
Ананьин Л.В. 25
Анисимова С.А. 33
Анникова И.Ю. 23
Антонов А.В. 112
Бадамгарав Ж. 135
Баданина Е.В. 110
Базарова Е.П. 64
Бараш И.Г. 154
Беличенко В.Г. 7, 151, 154
Бережная Н.Г. 112
Березкин В.И. 95
Благовидов В.В. 17
Буякайте М.И. 41
Буянтогтох Б. 118
Великославинский С.Д. 112
Верниковский В.А. 15
Ветлужских Л.И. 20
Вещева С.В. 7
Волкова Е.В. 110
Герелс Дж.Э. 47
Гладкочуб Д.П. 156
Гордиенко И.В. 77
Гурьянов В.А. 39
Дегтярев К.Е. 59, 114
Демонтерова Е.И. 138
Добрецов В.Н. 95
Добрынина А.А. 67
Донская Т.В. 156
Дорошкевич А.Г. 52
Жимулёв Ф.И. 57
Казанский А.Ю. 17
Каргополов С.А. 126
Катюха Ю.П. 20
Ковач В.П. 95
Ковязин С.В. 77
Конопелько Д.Л. 52
Костровицкий С.И. 105
Котляров А.В. 80
Котов А.Б. 80, 82, 84, 95, 114, 126, 128
Кравченко А.А. 95
Крёнер А. 62
Лавренчук А.В. 82, 84, 126, 128
Лаврушина Е.В. 43
Ларионов А.Н. 64
Ласточкин Е.И. 52
Левин А.В. 116
Леонов М.Г. 132, 135
Летников Ф.А. 114, 116
Мазукабзов А.М. 82, 84, 126, 128, 156
Макрыгина В.А. 7
Малёнкина С.Ю. 10
Манилов Ю.Ф. 12
Матушкин Н.Ю. 15
Мележик В.А. 41
Меньшагин Ю.В. 91
Метелкин Д.В. 17
Миллер Э.Л. 47
Минина О.Р. 20, 54
Митичкин М.А. 138
Михальцов Н.Э. 77
Михеев Е.И. 23
Мордвинова В.В. 25
Наговицин К.Е. 28
Некрасов Г.Е. 54
Непон Р.К. 31
Никитин А.В. 43
Никитина О.И. 59
Никольский Ф.В. 33
Ножкин А.Д. 35
Павлова Л.А. 138
Перепелов А.Б. 138
Перепелова А.А. 138
Пересторонин А.Н. 39
Песков А.Ю. 39
Петухова Л.Л. 39
Покровский Б.Г. 41
Пржиялговский Е.С. 43, 135
Приходько В.С. 39
Прокопьев А.В. 47
Пузанков М.Ю. 138
Пучков В.Н. 49
Рипп Г.С. 52
Рогов В.И. 100
Руженцев С.В. 54
Рябинин А.Б. 57
Рязанцев А.В. 59, 62
Савельева В.Б. 64
Сальникова Е.Б. 95, 114
Саньков В.А. 67
Селятицкий А.Ю. 71
Сенников Н.В. 74
Сергеев С.А. 112
Симонов В.А. 77, 80
Скляров Е.В. 82, 84, 87, 91, 126, 128
Склярова О.А. 87, 91
Смелов А.П. 95
Смирнов Ю.В. 98, 108
Смирнова Ю.Н. 98, 108
Советов Ю.К. 100, 102
Соловьёва Л.В. 105
Сорокин А.А. 98, 108
Сорокина О.А. 109
Станевич А.М. 28
Старикова А.Е. 84, 126
Степаненко А.В. 118

- Сырцо Л.Ф.* 110
Толмачева Е.В. 112
Толмачева Т.Ю. 59
Торо Х. 47
Третьяков А.А. 62, 114
Треусов А.В. 25
Туркина О.М. 116
Турутанов Е.Х. 118
Уфимцев Г.Ф. 121, 124
Федоровский В.С. 82, 84, 126, 128
Федосеенко А.М. 114
Федюкин И.В. 143
Филинов И.А. 124
Хромых С.В. 23
Хрусталеv В.К. 130
Цеховский Ю.Г. 132, 135
Цыпукова С.С. 138
- Чигвинцева Л.А.* 102
Чумаков Н.М. 41
Шарова Е.В. 25
Шатагин К.Н. 114
Шатков Г.А. 112, 141
Шаццлло А.В. 143
Шевченко Б.Ф. 145
Шерман С.И. 148
Школьник С.И. 151, 154
Шохонова М.Н. 156
Щербакова Т.Ф. 43, 135
Щетников А.А. 124
Юдин Д.С. 23
Яковлева С.З. 95, 114
Ярмолюк В.В. 158
Ясныгина Т.Я. 105