СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

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

Материалы научного совещания

(15–18 октября 2019 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

ИРКУТСК
2019

УДК 551.2:551.71/.72
ББК Д392я431+Д432я431+Д341/347–1я431+Д9(54)39я431
Г35

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 17. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. – 303 с.

В сборнике представлены труды семнадцатого Всероссийского научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

Основная тематика совещания:

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

Председатель Оргкомитета совещания
чл.-корр. РАН Е.В. Скляров (ответственный редактор)

Заместитель председателя Оргкомитета, председатель программного комитета
чл.-корр. РАН Д.П. Гладкочуб

Ученые секретари совещания
к.г.-м.н. Т.В. Донская,
к.г.-м.н. З.Л. Мотова

Проведение рабочего совещания и издание материалов осуществляются при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-20023), межведомственных стратиграфического и петрографического комитетов России.

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН.

ISSN 2415-8313 © Институт земной коры СО РАН, 2019

С О Д Е Р Ж А Н И Е

ГЛОБАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ АБИОТИЧЕСКИЕ И БИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА В ПРЕДЕЛАХ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (*УЗБЕКИСТАН*)
З.М. Абдуазимова, О.Я. Колдибеков 11

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА И КУРАЙСКОГО ХРЕБТА ГОРНОГО АЛТАЯ
М.А. Абилдаева, М.М. Буслов 14

ИЗМЕНЕНИЕ УРОВНЯ И НАПРАВЛЕНИЯ СТОКА МОРЕННО-ПОДПРУДНОГО ОЗЕРА НУРГАНЫ-НУР В ГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЕ МАССИВА ЦАМБАГАРАВ (*МОНГОЛИЯ*)
А.Р. Агатова, Д.А. Ганюшкин, Отгонбаяр Дэмбэрэл, Р.К. Непоп, Д.В. Банцев, А.В. Боронина, В.С. Распутина, Г.В. Пряхина, М.В. Кашкевич, Н.В. Панютин, Д.Д. Волкова 16

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ ОТЛОЖЕНИЙ, ПОДСТИЛАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЯ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СПУСКОВ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫХ ОЗЕР В УРОЧИЩЕ КАМ-СУГ, ЧУЙСКАЯ ВПАДИНА (*РУССКИЙ АЛТАЙ*)
А.Р. Агатова, Р.К. Непоп, М.А. Бронникова, И.В. Хазина, Л.Б. Хазин, О.Н. Успенская 18

МОДУЛЯРНАЯ СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРАЗИИ В СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ – ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ
В.В. Баранов, В.С. Гриненко 20

ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЖОМБОЛОКСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО РАЙОНА (*ВОСТОЧНЫЙ САЯН, СИБИРЬ*) *В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР*
Е.В. Безрукова, Н.В. Кулагина, А.А. Амосова, П.П. Летунова, М.А. Крайнов, О.В. Левина, Л.Л. Ткаченко, Е.В. Кербер, А.А. Щетников, Е.В. Волчатова, И.А. Филинов 23

ПЕТРОГЕНЕЗИС БОНИНИТОВ ИЗ ОФИОЛИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ХРОМИТЕ
В.А. Беляев, С.П. Крашенинников, В.С. Каменецкий, М.А. Горнова, С.И. Дриль, А.А. Каримов, О.Ю. Белозерова 25

РЕКОНСТРУКЦИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И ИЗМЕНЕНИЙ РЕЛЬЕФА ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА ДЛЯ ГОРНЫХ СИСТЕМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ
Ю.А. Бишаев, М.М. Буслов 27

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ДРЕВНЕЙШИХ ОФИОЛИТОВ ИШИМБИНСКОГО ШВА (*ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ*)
Е.А. Богданов, Н.Ю. Матушкин, А.Е. Верниковская, П.И. Кадильников 29

УЛЕКЧИНСКИЙ КВАРЦ-СИЕНИТОВЫЙ МАССИВ (*ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ*) *В КОНТЕКСТЕ СМЕШЕНИЯ МАГМ*
Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков, В.Б. Хубанов 31

КОЛЛИЗИОННЫЕ И АККРЕЦИОННЫЕ ТИПЫ ОРОГЕНОВ В СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
М.М. Буслов 34

Lu-Hf ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ НИЖНЕМЕЛОВОЙ МАЛОТЫНДИНСКОЙ СЕРИИ МАЛОТЫНДИНСКОЙ ВПАДИНЫ (*ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА*)
И.Н. Бучнев, В.А. Заика, А.А. Сорокин 38

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОЛЕЦ ВЫСОЧАЙШИЙ (*БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ*)
В.А. Ванин 40

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ХАРАУЛАХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (СЕВЕРНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ) ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА
Д.А. Васильев, А.В. Прокопьев, А.К. Худолей, В.Б. Ершова, Е.В. Ветров 42

Pb-Pb ВОЗРАСТ ФОСФОРИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЖАНАТАС, ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН
И.М. Васильева, А.Б. Кузнецов, З.Б. Смирнова, С.Б. Фелицын 44

ТЕКТОНОТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГУЛИНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА И КОМПЬЮТЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ
Р.В. Веселовский, М.С. Мышенкова, В.А. Зайцев, С. Томсон, А.В. Латышев, В.С. Захаров 46

ТРЕКОВАЯ ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ АПАТИТОВ ИЗ ГРАНИТОИДОВ КЫЗЫЛДАГСКОГО МАССИВА – КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ЮЖНО-ТАННУОЛЬСКОЙ РАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ТУВА)
Е.В. Ветров, Й. Де Гравэ, С. Начтергале, Г. Ван Ранст, Ф.И. Жимулев 48

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ТАННУОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ТУВА): ГЕОХИМИЯ И Sm-Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ
Н.И. Ветрова, Е.В. Ветров, И.А. Вишневская, М.И. Червяковская 50

РОЛЬ КОРОВОЙ СРЕДЫ В ФОРМИРОВАНИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ПЛУТОНИЧЕСКИХ СЕРИЙ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА
А.А. Воронцов 52

РЕЗУЛЬТАТЫ LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ ЭКЗОТИЧЕСКОЙ МЕТАОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНОГО ФЛАНГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)
Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.М. Мазукабзов, К.-Л. Ванг 55

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СОСТАВА ДОЛЕРИТОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ РАССТОЯНИЯ ОТ ДАЙКОВОГО РОЯ ДО МАНТИЙНОГО ПЛЮМА (НА ПРИМЕРЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ ДАЙКОВЫХ РОЕВ СИБИРСКОГО КРАТОНА)
Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, Р.Е. Эрнст 57

ДЖИДОТСКИЙ ГАЙОТ КАК ПРОЯВЛЕНИЕ МАНТИЙНОГО ПЛЮМА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ДЖИДИНСКОЙ ЭНСИМАТИЧЕСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА
И.В. Гордиенко, А.Л. Елбаев, В.С. Ланцева, Л.И. Ветлужских 60

О СВЯЗИ ПОВЫШЕННЫХ СОДЕРЖАНИЙ РТУТИ В ВОДЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ САР И СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
В.И. Гребенщикова, М.И. Кузьмин, А.В. Ключевский, В.М. Демьянович, А.А. Ключевская 63

ЭПИКРАТОННОЕ ПРИМЫКАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ СОБЫТИЯ ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
В.С. Гриненко, В.В. Баранов 66

РАННЕКОЛЛИЗИОННЫЙ КЕБЕЗЕНСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)
Н.И. Гусев, В.И. Крупчатников, А.Н. Ларионов 69

ФРАГМЕНТЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОФИОЛИТОВ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ В АККРЕЦИОННОМ КОМПЛЕКСЕ ТЕКТУРМАССКОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)
К.Е. Дегтярев, Т.Ю. Толмачёва, А.А. Третьяков, М.В. Лучицкая 72

РАННЕКЕМБРИЙСКИЙ ВЫСОКОКАЛИЕВЫЙ МАГМАТИЗМ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА (ЧЕКУРОВСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ, РОССИЯ)
Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, В.П. Ломыга 75

МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ПОЯС: ОТ БАССЕЙНА ДО ОРОГЕНА
И.М. Дербеко 77

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ В СЕВЕРНОЙ КОРЕЕ В 2006–2017 ГОДАХ
А.А. Добрынина, В.А. Саньков, В.В. Чечельницкий 80

МЕТАПЕРИДОТИТЫ В ЭКЛОГИТАХ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА
К.А. Докукина, А.Н. Конилов, В.И. Пожиленко, К.В. Ван 82

СУБДУКЦИЯ СПРЕДИНГОВОГО ХРЕБТА, СОПУТСТВУЮЩИЙ МАГМАТИЗМ И ДЕФОРМАЦИИ НА ПРИМЕРЕ ГРИДИНСКОГО РОЯ ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫХ МАФИЧЕСКИХ ДАЕК, ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА
К.А. Докукина, М.В. Минц 84

СТАНОВЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ ЮЖНОЙ – ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ
Т.Д. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, В.Б. Хубанов, З.Л. Мотова 86

ГРАНИТОИДЫ ОЛЕКМИНСКОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: U-Pb LA-ICP-MS ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПО ЦИРКОНАМ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПО Sm-Nd ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ
С.И. Дриль, В.П. Ковач, Д.А. Бельков, А.М. Ларин, К.-Л. Ванг, С.А Сасим, Д.А. Григорьев 88

МОЖНО ЛИ РАССМАТРИВАТЬ ПОРОДЫ ТОНАЛИТ-ТРОНДЬЕМИТ-ГРАНОДИОРИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ АРХЕЙСКИХ КРАТОНОВ В КАЧЕСТВЕ ОЦЕНКИ СОСТАВОВ ПЕРВИЧНЫХ МАГМ? НА ПРИМЕРЕ СЕРЫХ ГНЕЙСОВ ОНОТСКОГО БЛОКА (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)
С.В. Ефремов 91

ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ НОВООЛЕКМИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ). ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ
С.В. Ефремов, С.И. Дриль 92

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЖАГДИНСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
В.А. Заика, А.А. Сорокин 94

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛАНСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
В.А. Заика, А.А. Сорокин 96

ХРОНОЛОГИЯ МАЛОМУРУНСКОГО МАССИВА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ $^{40}Ar/^{39}Ar$ ДАТИРОВАНИЯ: ОБЗОР ДАННЫХ ПО ОДНОВОЗРАСТНЫМ ОБЪЕКТАМ В КОНТЕКСТЕ МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ
А.В. Иванов, Е.И. Демонтерова, В.А. Горовой, Н.В. Владыкин 98

МАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА КАК ИНДИКАТОР РАЗЛИЧИЙ В ИСТОЧНИКАХ СНОСА
А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова, А.А. Щетников, И.А. Филинов 100

ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО РАЗРЕЗА ДЕСЯТНИКОВО В ЗАБАЙКАЛЬЕ
А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова, А.А. Щетников, И.А. Филинов 103

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ КВАРЦИТО-СЛАНЦЕВЫЕ ТОЛЩИ АКТАУ-МОИНТИНСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ИСТОЧНИКИ СНОСА, ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ
Н.А. Каныгина, А.А. Третьяков, К.Е. Дегтярев, В.П. Ковач, К.-Л. Ванг, Х.-Я. Ли 105

КОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТЫ БАЯНКОЛЬСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)
И.В. Кармышева, В.Г. Владимиров, Е.А. Пронякин, А.Е. Смолякова, Д.В. Семенова 107

МЕХАНИЗМЫ СМЕШЕНИЯ КОНТРАСТНЫХ ПО СОСТАВУ РАСПЛАВОВ НА КОНТАКТЕ ШИВЕЙСКОГО И ЧАДАЛСКОГО МАССИВОВ (*КААХЕМСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ АРЕАЛ*)
И.В. Кармышева, А.М. Сугоракова, С.Н. Руднев 109

МАРИНКИН УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЙ МАССИВ (*СРЕДНЕВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА*): *РЕГЕНЕРИРОВАННЫЕ ДУНИТЫ И ФОРМИРОВАНИЕ ХРОМИТИТОВ*
Е.В. Кислов, В.С. Каменецкий, В.В. Вантеев, А.В. Малышев 111

ГРУППИРУЮЩАЯСЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ
А.В. Ключевский, В.М. Демьянович, А.А. Ключевская, Г.М. Ружников 113

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ I-, S- И A-ГРАНИТОИДЫ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ И ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ: СИНХРОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ КОНТРАСТНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ
А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк, Е.Б. Сальникова, А.В. Травин, В.М. Саватенков 115

ДРЕВНИЕ ДИАМИКТИТЫ (*ТИЛЛИТЫ*) *В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ БОЛЬШАЯ ЧЕРНАЯ НА СЕВЕРЕ ЗААНГАРСКОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА* (*ВЕСТИ С ПОЛЕЙ 2019*)
А.А. Колесникова, Н.Б. Кузнецов, Б.Г. Покровский, А.В. Баршин, Д.В. Московский 117

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕЛЕНГИНО-ИТАНЦИНСКОЙ ВПАДИНЫ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА (*ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА*)
В.Л. Коломиец 120

ВЫСОКАЯ 40-МЕТРОВАЯ ТЕРРАСА РЕКИ СЕЛЕНГИ (*РАЗРЕЗ БОЛДОК, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ*): *СТРОЕНИЕ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ, СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ВОЗРАСТ*
В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев, А.В. Перевалов 123

РОЛЬ ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РАЗРАБОТКЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕКИХ МОДЕЛЕЙ КИМБЕРЛИТО- И ТРАППООБРАЗОВАНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
К.М. Константинов, А.А. Яковлев, А.А. Киргуев, М.С. Хороших, А.А. Макаров 126

ИСТОЧНИКИ СОЛЕЙ В НЕ ИЗМЕНЕННЫХ СЕРПЕНТИНИЗАЦИЕЙ КИМБЕРЛИТАХ
С.И. Костровицкий, Д.А. Яковлев, В.Н. Реутский, Е.И. Демонтерова, И.С. Перетяжко 129

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ТИЛЛИТЫ И «ТИЛЛИТЫ» НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ГЕНЕЗИС, РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ВОЗРАСТ
Б.Б. Кочнев, В.В. Марусин, Д.В. Семенова 131

ИЗОТОПНАЯ Sr-C-O СИСТЕМАТИКА И ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ
А.Б. Кузнецов, И.М. Горохов, Г.В. Константинова, Г.В. Липенков, Е.О. Дубинина, А.Ю. Крамчанинов, А.И. Кудряшова 134

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РИФЕЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ
А.Б. Кузнецов, Б.Б. Кочнев, В.В. Марусин, И.М. Васильева 137

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ЗААНГАРЬЯ – РЕЛИКТЫ ВНУТРИПЛИТНОГО РИФТОГЕНЕЗА В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
Н.Б. Кузнецов 140

ОБРАЗОВАНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ (*ДО НАЧАЛА ТЕКТОНИКИ ПЛИТ*)
М.И. Кузьмин, А.Б. Котов, В.В. Ярмолюк 142

ОЛИСТОСТРОМЫ КУРАЙСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ: УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОЗРАСТ (*ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ГОРНОГО АЛТАЯ*)
А.В. Куликова, М.М. Буслов, А.С. Федораева, Х. Хіа, Д.В. Семенова 145

СТРУКТУРЫ «ТЕРЕЕ» В ПОСТГЛЯЦИАЛЬНЫХ ВЕНЧАЮЩИХ КАРБОНАТАХ КУМАХ-УЛАХСКОЙ СВИТЫ (*НЕОПРОТЕРОЗОЙ*)
И.В. Латышева, А.В. Шацилло, И.В. Федюкин 147

ВЛИЯНИЕ МОЛОДОГО ЭФФУЗИВНОГО ВУЛКАНИЗМА НА МОРФОЛОГИЮ И РАЗВИТИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН (*НА ПРИМЕРЕ РЕКИ ЖОМ-БОЛОК В ВОСТОЧНОМ САЯНЕ*)
Е.В. Лебедева, Т.М. Сковитина, Д.В. Михалев, В.А. Пеллинен, Д.В. Мишуринский 150

БЫЛО ЛИ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ В ПОЗДНЕМ ЭДИАКАРИИ ГИПЕРАКТИВНЫМ, И ЕСЛИ ДА, ТО ЧТО ИЗ ЭТОГО СЛЕДУЕТ?
Н.М. Левашова, И.В. Голованова, С.В. Рудько, К.Н. Данукалов, Д.В. Рудько, Р.Ю. Сальманова 152

ДЕЗИНТЕГРАЦИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД – ПРИРОДНЫЕ ОБЪЕКТЫ И МЕХАНИКА ДИСКРЕТНЫХ СРЕД
М.Г. Леонов 154

АРХЕЙ-ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ЦИРКОНЫ ИЗ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ РЕСТИТОВ ШАМАНСКОГО МАССИВА И ИХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ (*ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ*)
Ф.П. Леснов 157

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУРАЛ-САРЬДАГ (*ВОСТОЧНЫЙ САЯН*)
А.М. Мазукабзов, А.М. Федоров, А.И. Непомнящих 160

СТРОЕНИЕ КОЛЛИЗИОННОГО ШВА СИСТЕМЫ СИБИРСКИЙ КРАТОН – ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН
А.М. Мазукабзов, В.С. Федоровский 162

ПЕРЕХОДНЫЙ ИНТЕРВАЛ ЭДИАКАРИЯ И КЕМБРИЯ ИРКУТСКОГО ПРИСАЯНЬЯ: ТИХОЕ ЭХО КЕМБРИЙСКОГО ВЗРЫВА
В.В. Марусин, А.А. Колесникова, Б.Б. Кочнев, Н.Б. Кузнецов, Б.Г. Покровский, Т.В. Романюк, С.В. Рудько, А.В. Шацилло 163

СУЛЬФИДНЫЕ ОБОСОБЛЕНИЯ В БАЗАЛЬТАХ ИВАКИНСКОЙ СВИТЫ (*НОРИЛЬСК-1*): *ЛИКВАЦИЯ ИЛИ ВТОРИЧНОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ ПУСТОТ?*
А.Е. Марфин, Т.Ю. Якич, Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, В.С. Каменецкий 166

ПРИРОДА И ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИЙ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АНГАРСКОГО И ВОСТОЧНО-АНГАРСКОГО ТЕРРЕЙНОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА
Н.Ю. Матушкин, П.И. Кадильников, Е.А. Богданов, В.А. Верниковский, А.Е. Верниковская, Ю.К. Советов 168

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ПЛАТИНОИДАХ В БАЗАНИТАХ ЮЖНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ
А.Я. Медведев, А.А. Каримов, В.А. Беляев, В.В. Шаралдаева 171

СБРОШЕННЫЕ И КАЖУЩИЕСЯ НАПРЯЖЕНИЯ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ СИЛЬНЫХ МУЯКАНСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (*MW=4.5–5.5*) *В 2014–2015 ГОДАХ* (*БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА*)
В.И. Мельникова, Н.А. Гилёва, А.И. Середкина, А.А. Папкова 173

ЗНАЧЕНИЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ ВОЗРАСТА И КОРРЕЛЯЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ
О.Р. Минина, А.В. Куриленко, Л.Н. Неберикутина, Т.В. Стукова 176

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ТОРИЯ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ ЦАПП
Ю.Б. Миронов, А.М. Карпунин 178

ВОЗРАСТ УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ В ИРКУТСКОМ БАССЕЙНЕ ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ТОНШТЕЙНА (*АЗЕЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ*)
Е.А. Михеева, Е.И. Демонтерова, В.Б. Хубанов, М.Н. Рубцова, А.В. Блинов 181

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ КОЛМОЗЕРСКОГО ЛИТИЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (*КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ*)
Л.Н. Морозова, А.В. Базай 183

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ УРИКСКО-ИЙСКОГО ГРАБЕНА
З.Л. Мотова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб 186

ВОЗРАСТ ГНЕЙСОВИДНЫХ ГРАНИТОИДОВ СУЛАРИНСКОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА (БАССЕЙН РЕКИ БУРЕЯ)
Р.О. Овчинников, А.А. Сорокин, Е.Б. Сальникова, Ю.В. Плоткина 189

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РАННИХ ЭТАПОВ СТАНОВЛЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ
В.В. Параев, Э.А. Еганов 191

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРУКТУРНОГО СОСТОЯНИЯ РЕЛИКТОВ F-Ca (ФЛЮОРИТОВОГО) РАСПЛАВА В РИОЛИТАХ: ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ ФЛЮОРИТА
И.С. Перетяжко, Е.А. Савина, А.Н. Сапожников, Р.Ю. Шендрик 194

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ U-PB-HF ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ ПО ОБЛОМОЧНЫМ ЦИРКОНАМ (НА ПРИМЕРЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА)
Н.С. Прияткина 196

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ
М.О. Рампилов, Г.С. Рипп, И.А. Избродин, А.А. Савченко, Е.И. Ласточкин 199

РУССКАЯ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ТЕРМИНОЛОГИЯ
Д.Н. Ремизов 201

ЭВОЛЮЦИЯ ТИМАНО-УРАЛЬСКОГО КРАЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ – ПЕРМИ
Д.Н. Ремизов, Е.В. Хаин, А.А. Федотова 202

РУДНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ КАРБОНАТИТОВ ЮЖНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА
Г.С. Рипп, И.А. Избродин, Е.И. Ласточкин, А.А. Савченко, М.О. Рампилов 205

КАРДИНАЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ТЕТИЧЕСКОЙ ОКРАИНЫ АРКТ-ЛАВРАЗИИ В ИНТЕРВАЛЕ МЕЖДУ ПОЗДНИМ ТРИАСОМ И ПОЗДНЕЙ ЮРОЙ, ЗАФИКСИРОВАННОЕ U/Pb ДАТИРОВАНИЕМ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ
Т.В. Романюк, Д.В. Московский, Н.Б. Кузнецов, А.А. Колесникова, А.С. Дубенский, В.С. Шешуков, С.М. Ляпунов 207

ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ КАИМСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ: ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА
Е.С. Рубанова, М.М. Буслов 210

ПОЗДНЕВЕНДСКИЙ ОСТРОВОДУЖНЫЙ МАГМАТИЗМ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ
С.Н. Руднев, А.С. Гибшер, Д.В. Семенова 212

ИЗОТОПНЫЙ Lu-Hf СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКОГО И КСЕНОГЕННОГО ЦИРКОНА И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ ВЕНД-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ТУВЫ
С.Н. Руднев, В.Г. Мальковец, Е.А. Белоусова, О.М. Туркина, Д.В. Семенова 216

ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ КААХЕМСКОГО БАТОЛИТА ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ (ПО ДАННЫМ Pb-Pb И Sm-Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)
С.Н. Руднев, В.М. Саватенков 219

ДРЕВНЕКОРОВЫЕ ИСТОЧНИКИ ПОРОД БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ
Е.Ю. Рыцк, Е.С. Богомолов 223

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ НЮРУНДУКАНСКОГО КОМПЛЕКСА (БАЙКАЛО-МУЙСКИЙ ПОЯС): РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (ЦИРКОН, ID-TIMS, SIMS) И Nd-ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
Е.Ю. Рыцк, С.Д. Великославинский, Е.Б. Сальникова, Е.В. Толмачева, А.А. Андреев, А.Б. Котов, А.Н. Ларионов, Е.С. Богомолов, Ю.М. Лебедева, А.М. Федосеенко 225

ДАЙКОВО-ЖИЛЬНЫЕ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ И СИЛИКАТНО-КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ УРИКСКО-ИЙСКОГО ГРАБЕНА: МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ
В.Б. Савельева, Ю.В. Данилова, Б.С. Данилов, Е.П. Базарова 227

ПЛАВЛЕНЫЕ ПОРОДЫ (*КЛИНКЕРЫ И ПАРАЛАВЫ*) *ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ХАМАРИН-ХУРАЛ-ХИД* (*ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ*)
Е.А. Савина, И.С. Перетяжко, Е.А. Хромова, В.Е. Глушкова 230

К ВОПРОСУ U/Pb ДАТИРОВАНИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ (*НА ПРИМЕРЕ МАТУТСКОГО МАССИВА, ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮВ ТУВА*)
Д.В. Семенова, В.Г. Владимиров, Д.А. Замятин, И.В. Кармышева, В.А. Яковлев, Д.В. Алексеев 232

ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ МАГНИТНЫХ ИСТОЧНИКОВ И ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ
А.И. Середкина, В.А. Голубев, С.В. Филиппов 235

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА ИОСИФА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (*СРАВНЕНИЕ ДАННЫХ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ*)
В.А. Симонов, Ю.В. Карякин, А.В. Котляров, Ю.Р. Васильев 237

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ: ИСТОЧНИК ПРЯМОЙ ИНФОРМАЦИИ ОБ УСЛОВИЯХ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
В.А. Симонов, А.В. Котляров, Е.И. Николенко, В.Н. Королюк 240

ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ В СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ЗАДУГОВЫХ БАССЕЙНАХ
В.А. Симонов, А.В. Котляров, А.В. Яковлев 243

ПЕРОВСКИТЫ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА (*ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ*)*: ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ И ВАРИАЦИИ СОСТАВА*
Е.В. Скляров, Н.С. Карманов, А.В. Лавренчук, А.Е. Старикова 246

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ, C- и Sr-ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕКЕМБРИЙСКОЙ ОЛДЫНДИНСКОЙ СВИТЫ (*ВИТИМСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ*)
М.С. Скрипников, А.Б Кузнецов, Л.И. Ветлужских 249

ИСТОЧНИКИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕПЕРМСКОЙ БЕРЕИНСКОЙ СВИТЫ НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА
Ю.В. Смирнов 252

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА УСЛОВНО-ВЕРХНЕАРХЕЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА
Ю.В. Смирнов, Р.О. Овчинников 254

ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЖИПХОШИНСКОЙ И ШАЗАГАЙТУЙСКОЙ СВИТ ЧИРОНСКОГО ПРОГИБА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: РЕЗУЛЬТАТЫ LU-HF ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
Ю.Н. Смирнова, В.А. Заика, Ю.В. Смирнов 256

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ВОЗРАСТ БАЗАЛЬНОЙ ЧАСТИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО СУХОПИТСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА НА ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ ПО НОВЫМ ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ
Ю.К. Советов, П.И. Кадильников, Н.Ю. Матушкин, Е.А. Богданов 258

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: ОТ ОКЕАНА К КОНТИНЕНТУ
С.Д. Соколов 261

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ БАЗА ДАННЫХ КАК ОСНОВА МОДЕЛИРОВАНИЯ СОСТАВА ПОРОД ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ПРИЛОЖЕНИИ К ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР АРКТИКИ
Т.С. Соколова, А.И. Середкина, А.А. Гладков, П.И. Дорогокупец 263

ПАЛЕОЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКАЯ ТУЛУГУШТИНСКАЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ГОРНОГО АЛТАЯ
Е.М. Табакаева 265

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ УЛАН-БАТОРСКОГО РАЙОНА МОНГОЛИИ ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ
Е.Х. Турутанов, Б. Буянтогтох, В.С. Канайкин 267

ПОКРОВНЫЕ СТРУКТУРЫ ПЛАТО ТОНТА (*ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ*)
В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов 269

ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН – ФАНТОМ ИЛИ РЕАЛЬНОСТЬ?
В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов, Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.В. Лавренчук 271

СКОРОСТЬ ДЕФОРМАЦИЙ В КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЕ СИБИРСКИЙ КРАТОН – ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН: НОВЫЕ АСПЕКТЫ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ
В.С. Федоровский, Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская, А.В. Лавренчук 273

СТРОЕНИЕ СТАНОВОЙ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ И СЕЛЕНГИНО-СТАНОВОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ПО ДАННЫМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СУБШИРОТНОГО ПРОФИЛЯ ГСЗ «БАЗАЛЬТ»
Т.Н. Хераскова, Н.Н. Пиманова, О.Л. Миронова 275

ЭВОЛЮЦИЯ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА АЛТАЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО СМЕНЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ
С.В. Хромых, А.Э. Изох, П.Д. Котлер, Д.В. Семенова 278

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ ГАББРОИДОВ И ГРАНИТОИДОВ СУМСУНУРСКОГО КОМПЛЕКСА В ПРЕДЕЛАХ ХОЛБИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (*ВОСТОЧНЫЙ САЯН*)
В.Б. Хубанов, К.Д. Долгобородова, Б.Б. Дамдинов, А.А. Цыганков, Т.Т. Врублевская 281

ГИГАНТСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ БАТОЛИТЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ – НОВЫЙ ТИП САЛИЧЕСКИХ КРУПНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ (*SLIPs*)*?*
А.А. Цыганков, Н.А. Горячев, А.М. Сугоракова, Г.Н. Бурмакина, В.Б. Хубанов 283

ПРИЗНАКИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В БАЛАГАННАХСКОЙ СЕРИИ ЛОНГДОРСКОГО ПОДНЯТИЯ И ВОЗМОЖНЫЕ МАСШТАБЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ГЛЯЦИОПЕРИОДА СТЕРТ В СИБИРИ (*ВЕСТИ С ПОЛЕЙ*)
А.В. Шацилло, И.В. Латышева, Д.В. Рудько, И.В. Федюкин 286

ПРОБЛЕМА СОСТАВА И ВОЗРАСТА КАРАГАССКОЙ СЕРИИ ПРИСАЯНЬЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ, ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
А.В. Шацилло, С.В. Рудько, Б.Б. Кочнев, И.В. Латышева, Д.В. Рудько, И.В. Федюкин, З.Л. Мотова, В.И. Паверман, А.А. Колесникова, Н.Б. Кузнецов 290

ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВОСТОЧНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОМ СЕГМЕНТЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
С.И. Школьник, Л.З. Резницкий, Е.Ф. Летникова, В.Б. Хубанов 295

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ Nd, Sr, Pb МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ И КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО РЕГИОНА
Л.В. Шпакович, В.М. Саватенков, В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский, И.М. Васильева 297

$^{40}Ar/^{39}Ar$ ДАТИРОВАНИЕ ДЖЕРФИШЕРИТА (*КИМБЕРЛИТОВАЯ ТРУБКА УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ*)
Д.С. Юдин, Т.А. Алифирова, И.С. Шарыгин, И.Ю. Васькова, Н.Г. Мурзинцев, Е.И. Михеев, А.О. Коврижных 300

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ 302

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 11–13

ГЛОБАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ АБИОТИЧЕСКИЕ И БИОТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА В ПРЕДЕЛАХ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (УЗБЕКИСТАН)

З.М. Абдуазимова, О.Я. Колдибеков

Ташкент, Узбекистан, Институт минеральных ресурсов, oybek-29-12-1980@bk.ru

Большая часть горнорудных районов Узбекистана располагается в областях развития покровно-складчатой системы Южного Тянь-Шаня, горные сооружения которой сложены дислоцированными образованиями Палеоазиатского океана. Расшифровка эволюции этого седиментационного бассейна в пределах изучаемой площади, осуществляемая комплексными методами (литологическими, биостратиграфическими, тектоническими, метаморфическими, минералого-геохимическими), позволила выявить наиболее значимые события и определить их роль в формировании рудных месторождений. Определены характер и время проявления различных абиотических и биотических событий, определяющих экстремальные условия обитания биоты и, как следствие, обогащение осадка органическим веществом, участвующим в рудонакопительных процессах.

Самый ранний этап развития литосферы региона относится к среднему рифею. Его характеризуют метаморфические кристаллические сланцы, которые были сформированы в стадию рифтогенеза в условиях растяжения континентальной коры и последующего сжатия, сопровождаемого метаморфизмом и интенсивным смятием. Этот этап, вероятно, совпадает с глобальным событием – началом формирования суперконтинента Родиния **[6]**, деструкция которого в конце рифея привела к возникновению новых океанических бассейнов **[3]**. На рубеже позднего рифея произошла глобальная трансгрессия, обусловленная распадом Родинии. Увеличение площади водных бассейнов способствовало возникновению жаркого влажного климата, возникновению в большом количестве высокомагнезиальных карбонатных пород с бактериально-цианофитовыми образованиями и металлоносных осадков, отлагавшихся в зоне действия гидротерм «черных курильщиков». К этому уровню приурочены богатые накопления органического вещества (ОВ), урана, фосфора и многих других химических элементов (V, Ni, Sr, Au и др). Это время характеризуется широким распространением строматолитов и онколитов, в образовании которых главную роль сыграли бактерии и цианобактерии. В рифейских бассейнах вместе с цианобактериальным сообществом существовали эукориоты, различные органостенные и нитчатые микрофоссилии, остатки которых находят во многих регионах мира.

Позднерифейская биота Южного Тянь-Шаня, найденная в вулканогенно-кремнисто-карбонатных образованиях, возраст которых определен методом U-Pb по цирконам – 757±21 млн лет **[5]**, имеет удивительное сходство с позднепротерозойской биотой Северной Америки, Шпицбергена, Гренландии, Швеции, Индии, Малого Хингана, Китая, Алтае-Саянской горной области и др. **[2]**. Такая идентичность биоты вполне закономерна, так как эти области, судя по палинспастическим реконструкциям Л.П. Зоненшайна (1990), в позднем докембрии занимали обширный океан Протетис, в котором располагались крупные континенты и их обломки. В Южном Тянь-Шане неопротерозойские отложения сформировались в рифтогенно-спрединговой обстановке на базальтовой коре океанических возвышенностей и их склонах, представленные вулканогенно-углеродисто-кремнисто-карбонатными породами с высокими содержаниями химических элементов Au, Zn, Ag, ЭПГ и др. Поставщиком этих химических элементов могли быть гидротермальные растворы «черных курильщиков». Неопротерозойские породы в изучаемом регионе играли важную роль в образовании рудных залежей благородных металлов многих крупных месторождений, так как являлись исходной материнской породой, обогащенной многими химическими элементами **[1]**.

Следы присутствия вендских отложений в регионе не установлены. В глобальном планетарном масштабе это время характеризуется становлением мегаконтинента Паннотия, регрес-

сивной эпохой с низким уровнем стояния океанов и глобальным оледенением на многих континентах **[7]**. Отсутствие достоверно доказанных вендских отложений в регионе можно объяснить предположением: территория в это время представляла собой приподнятую область, либо вендские образования в результате субдукции океанической коры Палеоазиатского океана под Сибирской континент **[4]** были полностью субдуцированы.

Раннепалеозойский этап развития Палеоазиатского океана связан с распадом древнего докембрийского суперконтинента Паннотия в результате активного рифтогенеза и возникновением новых океанов, в том числе и Туркестанского, возникшего на восточной окраине Палеоазиатского океана в результате откола от Восточной Гондваны Таримо-Каракумского континента. На шельфе пассивной окраины этого бассейна и в областях относительного глубоководья континентального склона накапливались преимущественно карбонатные, кремнисто-глинистые, глинисто-карбонатные тонкотерригенные осадки, обогащенные углеродистым веществом, игравшим заметную роль в концентрации различных химических элементов. Региональное проявление такого события прослеживается в кембро-ордовикских отложениях, представленных тонкозернистыми углеродисто-алевро-глинистыми, углеродисто-карбонатно-кремнисто-глинистыми образованиями. В биосфере Южного Тянь-Шаня оно фиксируется заметным изменением комплексов конодонтов и хитинозой, обусловленным событиями вымирания и инноваций на рубеже кембрия и ордовика и на границе тремадока – аренига.

В Южном Тянь-Шане большая часть значимых месторождений и рудопроявлений благородных металлов приурочены преимущественно к таким трансгрессивным отложениям. Туркестанский океан как единая структура просуществовал до середины среднего ордовика. В конце среднего и позднем ордовике в глобальном масштабе происходит существенное сокращение площади Палеоазиатского океана за счет скучивания ранее распавшихся континентов и начала субдукционных процессов. Эти события затронули и Туркестанский океан, где существовавший ранее спрединговый режим сменяется субдукционным. С началом субдукции окраины Туркестанского бассейна под Казахстанский континент связано и сближение Алайского микроконтинента с островной дугой на южной окраине Казахстанского континента. Эти процессы обусловили и иную специфику седиментации. Начался новый этап в развитии Туркестанского бассейна – сокращение водного пространства; в остаточные бассейны, в глубоководные впадины происходит мощный привнос грубообломочного осадочного материала с континентов и вулканокластического – с островных дуг. В этих условиях в активном режиме формируется терригенно-вулканомиктовая граувакковая формация островодужного типа, сложенная разнозернистыми (от мелкозернистых до гравийных) полимиктовыми туффитами и туфогенными песчаниками и алевролитами, реже глинисто-слюдистыми породами.

Понижение уровня Мирового океана, вызвавшее глобальную регрессию, сопровождалось существенным похолоданием, обусловленным материковым оледенением в африканской, южноамериканской, аравийской частях Гондваны. Похолодание охватило многие материки и достигло своего максимума в ашгилле. Эти события спровоцировали разрушение экологических ниш, резкие изменения органического мира и массовое вымирание биоты в планетарном масштабе, которое коснулось и биоты Туркестанского океана. К концу ашгиллского века вымерли почти все ордовикские группы фауны.

В начале силура регрессивная эпоха сменилась на трансгрессивную, охватившую обширную территорию планеты, в том числе Палеоазиатский океан с его окраинными морями. Эти перемены были обусловлены таянием континентального ледникового покрова, накоплением морских «черных сланцев» и полным таксономическим обновлением жизни в океанах. На территории Южного Тянь-Шаня этот событийный рубеж обновления и радиации в раннем силуре четко фиксируется в склоновых фациях и совпадает с формированием чернослацевой седиментации.

Таким образом, в раннепалеозойской истории Туркестанского океана происходили геодинамические события разного характера, влияющие на состав и формирование осадков. Одно их них связано с расширением Палеоазиатского океана и раскрытием на его окраинах Туркестанского бассейна, где в эпоху обширной трансгрессии накапливались обогащенные углеродистым веществом и различными химическими элементами осадки, впоследствии ставшие рудовмещающими толщами. Другое происходило в регрессивную эпоху и связано с субдукционно-коллизионными процессами, вызвавшими сокращение площади этого бассейна, падение уровня океана, похолодание и накопление грубообломочных терригенных образований, а также возникновение аккреционных комплексов, ставших благоприятной средой для перераспределения и локализации рудных элементов.

[1] *Абдуазимова З.М.* Глобальные и региональные события в домезозойской истории Кызылкумо-Нуратинского региона и их влияние на формирование залежей благородных металлов // Геология и минеральные ресурсы. 2012. № 2. С. 3–10.
[2] *Абдуазимова З.М., Колдибеков О.Я.* Биостратиграфический потенциал позднепротерозойской биоты для геологии горнорудных районов Западного Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы. 2017. № 5. С. 8–15.
[3] *Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х.* Образование и распад Родинии (по результатам МПГК-400) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т 17. № 3. С. 29–45.
[4] *Буслов М.М.* Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.
[5] *Миркамалов Р.Х., Чирикин В.В., Харин В.Г., Хан Р.С.* U-Pb (SHRIMP) Геохронология гранитоидных и метаморфических комплексов Тянь-Шаньского складчатого пояса Узбекистана // Приоритетные направления геологического изучения недр, гидрогеологических и инженерно-геологических исследований: Тезисы научно-практической конференции. Ташкент, 2011. С. 105–106.
[6] *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.
[7] *Чумаков Н.М.* Роль оледенений в биосфере // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 694–702.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 14–15

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА И КУРАЙСКОГО ХРЕБТА ГОРНОГО АЛТАЯ

М.А. Абилдаева, М.М. Буслов

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, abildaeva@igm.nsc.ru
Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

В позднем палеозое на территории Алтае-Саянской складчатой области господствовал режим внутриконтинентального орогенеза. В результате на каледонские аккреционно-коллизионные комплексы окраины Сибирского континента наложились герцинские структурно-вещественные преобразования.

В Тункинских гольцах Восточного Саяна каледонская покровно-складчатая структура была нарушена и усложнена позднекарбоново-раннепермскими дислокациями. Два этапа покровообразования хорошо читаются в геологической структуре в районе села Аршан, где нижний и верхний пакеты тектонических пластин разделены раннекарбоновой сагансайрской свитой, которая служит неоавтохтонным комплексом для нижнего пакета и перекрыта по надвигу верхним аллохтоном.

На аршанском участке в строении нижнего (каледонского) структурного этажа принимают участие венд-кембрийские карбонатно-терригенные отложения чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (верхнешумакская и горлыкская свиты). Данные породы совместно претерпели деформации и метаморфизм, а затем были прорваны гранитами сархойского комплекса с U-Pb возрастом по циркону 462.6±7.8 млн лет **[1]**. На размытой поверхности перечисленных комплексов пород залегает красноцветная моласса сагансайрской свиты, перекрытая по надвигу верхним пакетом тектонических пластин. В его состав входят пластины карбонатных пород толтинской и уртагольской свит, биотитовых сланцев и гранитогнейсов с будинами гранатовых амфиболитов.

Пластины разделены слюдистыми милонитами, содержащими синтектонические минералы (биотит, мусковит, амфибол) с Ar-Ar датами 316–285 млн лет **[2, 3]**. В работе **[3]** на основании данных кинематического и динамического анализа, а также результатов Ar-Ar датирования синтектонических минералов были выделены следующие этапы позднепалеозойских деформаций: 316–310 млн лет – покровный, 305–303 млн лет – покровно-складчатый и около 286 млн лет – сдвиговый.

На юго-востоке Горного Алтая, в пределах Курайского хребта, сложная покровно-складчатая структура состоит из тектонических пластин различной геодинамической природы. Выделяются пластины офиолитов, венд-кембрийских вулканогенно-осадочных пород, соотносимых с Кузнецко-Алтайской островной дугой, раннеордовикских ритмично-слоистых осадков, девонских вулканогенно-осадочных пород. Вероятно, эти породы, оказавшись в процессе надвигообразования на глубине, послужили протолитом для курайского метаморфического комплекса.

Метаморфические породы курайского комплекса, слагающие значительную часть структуры, представлены гнейсами, гранитогнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и пегматитами.

По синтектоническим минералам из разломных зон, разделяющих тектонические пластины, получены Ar-Ar датировки в интервале 360–322 млн лет **[4–6]**.

С учетом новых и опубликованных **[4–7]** геохронологических данных можно говорить о том, что возраст формирования курайского метаморфического комплекса отвечает периоду 440–380 млн лет, а возраст динамометаморфических преобразований пород – 360–322 млн лет.

Таким образом, значительно удаленные друг от друга объекты Алтае-Саянской складчатой области сохранили в своей структуре признаки позднепалеозойских деформаций. Ar-Ar

датирование синтектонических минералов зафиксировало раннекарбоновые деформационные события на Курайском хребте и позднекарбоново-раннепермские – в Тункинских Гольцах.

Раннекарбоновый этап тектонической активизации региона связывается с коллизией Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов **[5]**, а позднекарбоново-пермский этап – с коллизией новообразованного Северо-Азиатского континента с Восточно-Европейским. Коллизия сопровождалась формированием складчатости, сдвигов и молассы на обширной территории современной Алтае-Саянской складчатой области.

Исследование выполнено в рамках планов НИР ИГМ СО РАН, при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00411) и правительства РФ (проект № 14.Y26.31.0029).

[1] *Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Глорие С., де Граве Й., Фидлер М.А., Измер А.* Соотношение ордовикских и каменноугольно-пермских коллизионных событий в юго-восточной части Тункинских Гольцов Восточного Саяна (юго-западное обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2075–2086.

[2] *Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В.* Проявление позднекарбоново-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // ДАН. 2009. Т. 428. № 4. С. 496–499.

[3] *Рябинин А.Б., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В.* Позднепалеозойская складчато-покровная структура Тункинских Гольцов Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2087–2109.

[4] *Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., Де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А.* Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 49–75.

[5] *Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В. и др.* Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1628.

[6] *Куйбида Я.В., Крук Н.Н., Гусев Н.И., Владимиров В.Г., Демонтерова Е.И.* Геохимия метаморфических пород Курайского блока (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 4. С. 527–548.

[7] *Гусев Н.И.* Метаморфические комплексы Горного Алтая. Вещественный состав и геохронология. Saarbruken: Lambert Academic Publishing, 2013. 80 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 16–17

ИЗМЕНЕНИЕ УРОВНЯ И НАПРАВЛЕНИЯ СТОКА МОРЕННО-ПОДПРУДНОГО ОЗЕРА НУРГАНЫ-НУР В ГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЕ МАССИВА ЦАМБАГАРАВ (МОНГОЛИЯ)

А.Р. Агатова[1, 2], Д.А. Ганюшкин[3], Отгонбаяр Дэмбэрэл[4], Р.К. Непоп[1, 2], Д.В. Банцев[3], А.В. Боронина[3], В.С. Распутина[3], Г.В. Пряхина[3], М.В. Кашкевич[3], Н.В. Панютин[3], Д.Д. Волкова[3]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, agatr@mail.ru
[2] Екатеринбург, Уральский федеральный университет
[3] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет
[4] Ховд, Монголия, Университет Ховда

Продолжающееся сокращение горного оледенения Центральной Азии является откликом на глобальные изменения климата. Горный массив Цамбагарав (Монголия), представляющий собой передовой хребет Монгольского Алтая, несет современное оледенение, после малой ледниковой эпохи находящееся в стадии отступания **[1, 2]**. Крупнейший ледниковый комплекс приурочен к наиболее высокой вершине массива – Цаст-Ула (4208 м). Наряду с плосковершинным ледником здесь развиты долинные и карово-долинные ледники. Ледник № 7 (по **[2]**) – один из двух наиболее крупных долинных ледников северного склона Цаст-Улы: в 2015 г. его площадь составляла 4.86 м^2, длина – 4.34 км. С ледника берет начало река Эрэгтийн-Гол, долина которой ниже по течению плотно заселена и используется для выпаса большого количества скота. Уменьшение длины и объема ледника привело к его отступанию от внутреннего края моренного вала малой ледниковой эпохи и формированию моренно-подпрудного озера – Нурганы-Нур. Длина озера достигает 300 м, максимальная ширина – около 260 м, площадь – 0.06268 км^2. Высота уреза воды 2981 м над уровнем моря. По данным проведенной нами в 2019 г. батиметрической съемки, глубина озера максимальна в его восточной части (до 27.6 м), объем озера – 513620 м^3. Сток из озера происходит в его нижней по долине части в северо-западном направлении за счет просачивания сквозь отложения конечного моренного вала. Водоем расположен всего в ~2.5 км от ближайших юрт и при этом на ~360 м выше. Соответственно, резкое изменение уровня озера, его переполнение и размыв моренной дамбы могут привести к катастрофическим последствиям для населения долины.

Геоморфологические наблюдения 2019 г. показали, что на северном склоне озерной котловины сохраняются две озерные террасы, фиксирующие былые уровни озера на высотах 2988 и 2991.5 м. Террасы имеют уступы около 2.5–3.0 м. С уровня верхней террасы берет начало короткая V-образная долина, прорезающая боковой моренный вал в северо-восточной части озерной котловины. В настоящее время эта долина сухая. Таким образом, в рельефе сохранились следы изменений объема и направления стока моренно-подпрудного озера. Анализ топографической карты масштаба 1:100000 на район исследования (М 46-110), для подготовки которой в 1969 г. были обновлены результаты предыдущей топографической съемки, показал, что еще в 1969 г. сток из озера шел в верхнюю по течению эрозионную долину, а значит, его максимальный уровень был приблизительно на 5–6 м выше современного. В то же время анализ космического снимка Corona от 11 августа 1968 г. показывает, что в это время площадь озера была 0.05457 км^2, т.е. на 13 % меньше, а уровень воды примерно на 1.5–2.0 м ниже. Это означает, что, вероятнее всего, гидросеть на данном участке топокарты отражает ситуацию 1948–1949 гг. Соответственно, можно предположить, что высокие уровни озера имели место в интервале между окончанием малого ледникового периода и серединой XX века. В промежутке между 1948 и 1968 гг. произошло частичное разрушение моренного вала в северо-западной части озера, формирование стока в этой части озера и снижение его уровня.

Постепенный подъем озера, связанный с более активным таянием ледника в последние несколько десятилетий, и термокарстовые процессы на склоне озерной котловины, особенно активизировавшиеся в последние два–три года, ведут к быстрому исчезновению перемычки

между озером и сухой долиной. Так, в августе 2019 г., когда проводились наблюдения за термокарстовыми процессами, отступание стенок термокарстовой котловины на разных участках за 8 дней составило от 10 см до 2 м. С учетом того, что ширина перемычки на данном участке составляет всего около 40 м, уже в ближайшем будущем сток озера может вновь направиться в старое русло. Высокие скорости термокарста связаны с наличием погребенных льдов. Анализ положения выходов этих льдов на стенках термокарстовой котловины и результаты георадарного исследования моренного вала, подпруживающего озеро, дают основание говорить о наличии крупного массива льдов ледникового происхождения на глубине около 2 м относительно дневной поверхности. Быстрые изменения гидрографической сети в нивально-гляциальном комплексе, связанные с отступанием ледников, требуют мониторинга для прогнозирования и предупреждения возможных катастрофических последствий.

Исследования проведены при частичной поддержке РФФИ (проекты № 19-05-00535, 18-05-00998).

[1] *Kadota T., Gombo D.* Recent glacier variations in Mongolia // Annals of Glaciology. 2007. V. 46. P. 185–188.

[2] *Ганюшкин Д.А., Отгонбаяр Д., Чистяков К.В., Кунаева Е.П., Волков И.В.* Современное оледенение хребта Цамбагарав (Северо-Западная Монголия) и его изменение с максимума малого ледникового периода // Лед и снег. 2016. № 56 (4). С. 437–452.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2019. Выпуск 17. С. 18–19

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ ОТЛОЖЕНИЙ, ПОДСТИЛАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЯ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СПУСКОВ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫХ ОЗЕР В УРОЧИЩЕ КАМ-СУГ, ЧУЙСКАЯ ВПАДИНА (РУССКИЙ АЛТАЙ)

А.Р. Агатова[1, 2], Р.К. Непоп[1, 2], М.А. Бронникова[3], И.В. Хазина[4], Л.Б. Хазин[4], О.Н. Успенская[5]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, agatr@mail.ru
[2] Екатеринбург, Уральский федеральный университет
[3] Москва, Институт географии РАН
[4] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
[5] Верея, Научно-исследовательский институт овощеводства

Одним из дискуссионных вопросов четвертичной геологии Алтая является хронология существования и спусков ледниково-подпрудных озер в крупных межгорных впадинах, в первую очередь Чуйской, Курайской, Уймонской. Именно с катастрофическими осушениями этих высокогорных впадин связывают формирование гигантской ряби течения на их днищах, а также специфических отложений и форм рельефа в магистральных долинах Чуи и Катуни. В настоящее время крайние взгляды на хронологию паводковых событий таковы: 1) спуск ледниково-подпрудных озер происходил в МИС 2 **[1–3]**; 2) наиболее катастрофические паводки (коррелируют с ининской толщей, слагающей высокие террасы Чуи и Катуни) происходили в МИС 6 и, возможно, в холодные подстадии МИС 8, меньшие по амплитуде (сальджарская толща, слагающая средние террасы) – в МИС 4 **[4–5]**.

Различия во мнениях о количестве и возрасте паводков связаны как с неоднозначной интерпретацией разрезов, так и со сложностью прямого датирования паводковых отложений. В этих условиях исследователи зачастую прибегают к датированию отложений, подстилающих либо перекрывающих отложения ледниково-подпрудных озер и катастрофических паводков. Одной из ключевых в хронологических построениях Ю. Хергета дат является единичная некалиброванная ^{14}C AMS дата отложений, подстилающих косослоистые валунные галечники ряби течения в урочище Кам Суг в Чуйской впадине – 35870±490 BP (Beta 159972) **[3]**. Слой датированных органогенных отложений предположительно интерпретируется как часть почвенного профиля, сформированного в плейстоцене. Положение датированного слоя на контакте с подошвой отложений ряби течения трактуется Ю. Хергетом как доказательство молодого (МИС 2) возраста максимального по размерам единого ледниково-подпрудного озера в Курайско-Чуйской системе впадин и его катастрофического осушения. Слой суглинка рядом с предполагаемой палеопочвой был датирован ОСЛ методом ~28 ka (BN 243) – более точно значение не могло быть рассчитано вследствие недостаточного количества материала после пробоподготовки **[3]**, и в своих палеогеографических реконструкциях автор опирается именно на радиоуглеродную дату как наиболее достоверную.

^{14}C AMS дата 35870±490 BP действительно является одной из ключевых в хронологических реконструкциях плейстоцена в данном районе Алтая, но ее единичность, а также близкое к верхнему пределу радиоуглеродного метода значение (после калибровки с доверительным интервалом 2 σ – 40454±1042 cal BP) и широкое распространение третичных отложений в западной части Чуйской впадины потребовали проведения комплексного анализа датированных отложений.

В результате постнеогеновых тектонических движений третичные буроугольные болотно-озерные отложения, выполнявшие первоначально значительно более обширные прогибы в юго-восточной части Русского Алтая, были выведены на поверхность нижних ступеней хребтов. Переотложение этих осадков происходит с плейстоцена до настоящего времени. Радиоуглеродное датирование древней органики, загрязненной молодым углеродом в ходе оползания, размыва водами плейстоценовых ледниково-подпрудных озер, почвообразования, разви-

тия мерзлоты и других экзогенных процессов дает кажущиеся радиоуглеродные даты вблизи верхнего предела метода, часто около 36–37 тыс. радиоуглеродных лет. Использование таких дат приводит к ошибкам в палеогеографических реконструкциях, во избежание которых необходим всесторонний анализ датируемого субстрата **[6, 7]**. Нами были проведены литологический, микроморфологический, спорово-пыльцевой анализы, анализ остракод, а также повторное радиоуглеродное (сцинтилляционное) датирование отложений, подстилающих рябь течения в урочище Кам-Суг.

Результаты комплексного анализа позволили прийти к выводу о третичном возрасте датированного Ю. Хергетом органического вещества и его ближнем переотложении к подножию Курайского хребта. И такой вывод, на наш взгляд, не удивителен – площадные выходы третичных отложений с включениями органики (буроугольными прослоями) установлены выше по склону. Кроме того, по данным бурения и геофизических исследований, третичные отложения залегают под обломочным чехлом у подножия хребта. В случае возможной почвенной переработки третичных отложений в плейстоцене основой такой почвы служило органическое вещество возрастом десятки миллионов лет. При этом, как известно по результатам исследований, проведенных еще в 70-х годах прошлого века **[8, 9]**, загрязнение древнего (сотни тысяч лет и древнее) органического материала всего лишь 1 % молодого углерода приводит к получению мнимых счетных радиоуглеродных дат. В случае с AMS технологией радиоуглеродного датирования, с учетом небольшого веса образца (0.1–10.0 г), влияние загрязнения молодым углеродом, по всей видимости, еще более существенно. Разделение углерода разного возраста на настоящем этапе развития радиоуглеродного метода невозможно **[7]**.

Таким образом, ^{14}C дата 35870±490 BP (Beta 159972) **[3]** не может характеризовать ни возраст исследуемого органического материала, ни время его переотложения – дата является мнимой, результатом смешения органического вещества разного возраста в ходе сложной истории плейстоцена ЮВ Алтая. Учитывая важность установления нижней хронологической границы катастрофических паводков при спуске Чуйского ледниково-подпрудного палеоозера, по всей видимости, следует сосредоточиться на других методах датирования интересующих нас толщ, в том числе ОСЛ методе.

Исследования проведены при частичной поддержке РФФИ (проект № 18-05-00998).

[1] *Бутвиловский В.В.* Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 253 с.

[2] *Рудой А.Н.* Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика и палеогеографическое значение). Томск: ТГПУ, 2005. 228 с.

[3] *Herget J.* Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in Altai mountains, Siberia // Geological Society of America Special Paper. 2005. V. 386. P. 1–118.

[4] *Деев Е.В., Зольников И.Д., Лобова Е.Ю.* Позднеплейстоцен-голоценовые сейсмогенные деформации в долине р. Малый Яломан (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1601–1620.

[5] *Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А., Русанов Г.Г., Назаров Д.В.* Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катуни (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1184–1197.

[6] *Агатова А.Р., Непоп Р.К., Рудая Н.А., Хазина И.В., Жданова А.Н., Бронникова М.А., Успенская О.Н., Зазовская Э.П., Овчинников И.Ю., Панов В.С., Шурыгин Б.Н.* Находка буроугольных верхнеолигоцен-нижнемиоценовых отложений (Кошагачская свита) в долине р. Джазатор (юго-восток Русского Алтая) // ДАН. 2017. Т. 475. № 5. С. 542–545.

[7] *Agatova A., Nepop R., Zazovskaya E., Ovchinnikov I., Moska P.* Problems of developing the Pleistocene radiocarbon chronology within high mountain terranes by the example of Russian Altai // Radiocarbon. 2019. doi:10.1017/RDC.2019.83.

[8] *Панычев В.А.* Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск: Наука, 1979. 103 с.

[9] *Каплина Т.Н., Шер А.В., Гитерман Р.Е., Зажигин В.С., Киселев С.В., Ложкин А.В., Никитин В.П.* Опорный разрез плейстоценовых отложений на р. Аллаиха (низовья Индигирки) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1980. № 50. С. 73–95.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 20–22

МОДУЛЯРНАЯ СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРАЗИИ В СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ – ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ

В.В. Баранов, В.С. Гриненко

Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
baranowvalera@yandex.ru; grinenkovs@diamond.ysn.ru

Эволюция в неживой и живой природе происходит по энергосберегающим сценариям, основанием для которых служит модулярная фрактальная организация. У животных и растений она наблюдается повсеместно. Модулярное строение полипняков колониальных табулятоморфных кораллов – один из таких ярчайших примеров. Циклические процессы седиментогенеза имеют такую же природу. Каждый мегацикл в эволюции Земли построен однотипно. На инициальной стадии трансгрессивно-регрессивного мегацикла обычно наблюдается размыв подстилающих отложений с образованием толщи базальных конгломератов и гравелитов. Далее, в процессе нарастающей трансгрессии мелководные отложения сменяются более глубоководными, наблюдается ее максимум и на финальной стадии происходит регрессия морского бассейна. К границам мегациклов приурочена перестройка климатов, активизация тектонических процессов, вспышка магматизма и кризис в крупных таксономических группах животных и растений. Затем процесс повторяется, причем в некоторых временных интервалах эти процессы носят субглобальный или глобальный характер. Мегациклы принимаются за модули I порядка. К модулям II порядка относятся регоциклиты. В строении мегацикла их выделяется 3–5 и каждый характеризуются бицикличным строением. Рассмотрим эволюцию литосферы с начала пржидольского века позднего силура по альбский век позднего мезозоя, т.е. интервал времени 400 млн лет.

Пржидольско-эйфельский мегацикл. На северо-востоке Евразии его нижняя граница проводится по смене красноцветной артыхюряхской свиты (поздний лудлов) темно-серыми глинистыми известняками талынджинской свиты (пржидол). На инициальной стадии мегацикла на шельфах морских бассейнов накапливалась мощная толща органогенно-обломочных известняков с разнообразной фауной. Максимум трансгрессии приходится на позднюю прагу и ранний эмс. К этому времени приурочено накопление глинистых сланцев и глинистых известняков хобочалинской свиты в хр. Тас-Хаяхтах, неличенской и нижней части криворучьевской свиты Селенняхского кряжа и хребта Улахан-Сис, верхнесеттедабанской подсвиты хр. Сетте-Дабан, хиулчанской и, возможно, нижней части вечернинской свиты Омулевских гор. Финальная часть мегацикла представлена карбонатными породами, а на его завершающей стадии – красноцветными толщами с прослоями сульфатов и пластами базальтовых лав.

Живетско-турнейский мегацикл. Начало мегацикла сопровождается общим поднятием территории с образованием относительно расчлененного рельефа, с которого в морской бассейн поступает огромное количество обломочного материала. Среди обломочной составляющей доминируют подстилающие породы нижнего девона. На территории северо-востока Евразии поднятие и последующий размыв суши на границе нижнего и среднего девона не завершились складчатостью. Инициальная стадия мегацикла в начале живета представлена здесь фациями полуоткрытых лагун, доломитами, гипами и ангидритами. В середине живета наблюдается максимум трансгрессии в горной системе Черского. В конце живета наблюдается регрессия морского бассейна. В Южном Верхоянье в это время откладывались красноцветные доломиты и мергели. В Селенняхском кряже верхи живета представлены массивными доломитами с крупными стрингоцефалоидными брахиоподами. Далее, между живетом и франом прослеживается региональный стратиграфический перерыв. Инициальная стадия франского регоциклита представлена пачкой глинистых биоморфных известняков, сложенных брахиоподами. К середине франа приурочен максимум трансгрессии. Во вторую половину фамена наблюдается пик трансгрессии. В это время в Южном Верхоянье и горной системе Черского накапливаются известково-глинистые осадки. В Селенняхском кряже отмечаются три типа пород: вулканиче-

ские, вулканогенно-осадочные и карбонатные. Финальная стадия мегацикла представлена известняками или глинистыми известняками турнейского возраста с брахиоподами, конодонтами, фораминиферами.

Визейско-пермский мегацикл соотносится с сибирским подкомплексом верхоянского терригенного комплекса. На границе турне и визе повсеместно наблюдается перестройка седиментогенеза и морских экосистем. К этому рубежу также приурочены разнонаправленные движения блоков земной коры как результат герцинской складчатости и активизация вулканической деятельности. В морском бассейне северо-востока Евразии эта граница совпадает с нижней границей верхоянского терригенного комплекса и приурочена к смене карбонатного осадконакопления терригенным. Установлено, что он залегает трансгрессивно и с угловым несогласием как на метаморфических образованиях консолидированной коры (архей – протерозой), так и на карбонатных породах чехла платформы (венд – нижний карбон). В свою очередь, верхоянский терригенный комплекс несогласно перекрыт верхнемезозойскими и кайнозойскими отложениями. На финальной стадии мегацикла происходит поднятие территории Сибирской платформы и востока Евразии и активизируется тектоническая и магматическая деятельность. Наблюдается уникальнейшее явление – излияние сибирских пермско-триасовых траппов. В Северном Верхоянье они представлены маломощными покровами долеритов, которые на юг и восток выклиниваются, замещаясь конгломератами. Там, где они отсутствуют, отмечается стратиграфическое несогласие между верхней пермью и нижним триасом.

Индско-норийский мегацикл соответствует янскому подкомплексу. В начале раннего триаса продолжается излияние базальтовых лав. Практически все отложения нижнего триаса Верхоянья содержат примесь туфогенного материала. В Западном Верхоянье нижняя граница мегацикла трассируется по подошве базальных конгломератов индского яруса. На Хараулахском и Орулганском хребтах нижние горизонты индского яруса со стратиграфическим несогласием залегают на верхнепермских отложениях. Норийский век – это финальная фаза индско-норийского мегацикла. В Верхоянье норийские отложения включали в состав нерасчлененных норийско-рэтских. Суша в начале нория была опущена ниже уровня моря и перекрыта толщей песчаников с прослоями конгломератов, которые выше замещаются алевролитами и аргиллитами. На севере Омулевского поднятия в нории появляются прослои туффитов внутри толщи аргиллитов и алевролитов. На Алазейском плоскогорье нижне- и средненорийские породы представлены туфами, туффитами, граувакками, кремнистыми породами и глинистыми сланцами. На крайнем северо-востоке Азии, на полуостровах Кони, Тайгоносе и юге Пенжинского хребта отмечаются алевролиты, аргиллиты с линзовидными прослоями ракушняковых известняков небольшой мощности. В Корякском нагорье отмечаются спилито-кремнистые отложения, алевролиты, известняки и косослоистые песчаники. В позднем нории направленность процессов осадконакопления на всей территории северо-востока Азии существенно не изменилась, как в раннем и среднем нории, здесь продолжалось накопление мелководных отложений и сохранялась в ряде районов активная вулканическая деятельность.

Рэтско-волжский мегацикл соотносится с лаптевским подкомплексом верхоянского терригенного комплекса. Инициальная стадия мегацикла представлена преобладанием терригенного и вулканогенно-осадочного (Восточное Приохотье) типов осадконакопления. Базальные горизонты мегацикла на восточном склоне Западного Верхоянья (р. Нуора) представлены песчаниками и алевролитами, на Приохотье – песчаниками с пластами алевролитов и аргиллитов. Начало геттангской трансгрессии в этих районах также отмечается базальными конгломератами. В Предверхоянском краевом прогибе, на правобережье нижнего течения р. Алдан, нижняя и средняя юра представлена песчаниками и алевролитами с фауной морских беспозвоночных. Нижняя граница юры залегает здесь на разновозрастных отложениях от нижнего палеозоя до триаса. Максимум трансгрессии приходится на тоарский – начало ааленского века, когда сформировалась сунтарская свита, сложенная глинами. С данлапской фазой тектонической активизации, произошедшей в это время, связано излияние лав кобюминской свиты Южного Верхоянья. Начиная с ранней юры (тоар) и до конца поздней юры (волга) происходила проградация дельтовых систем от Ангариды в восточном направлении, а на месте современного Верхоянского хребта в процессе активизации разнонаправленных вертикальных движений новокиммерийской эпохи складчатости возникла расчлененная суша, которая начала активно размываться и образовывать мощные подводные конусы выноса. К этому периоду времени относится в Западном Верхоянье внедрение дербекинского комплекса диорит-долеритовых малых интрузий, а в другом регионе – вулканогенно-осадочной курананах-салинской свиты и неро-бохапчинского комплекса малых габбро-диоритовых интрузий. В горной системе Черско-

го морские отложения байоса залегают с конгломератами в основании на складчатом среднем палеозое и также с размывом перекрываются морскими отложениями батского яруса, выше которых залегают верхнеюрские породы Уяндино-Ясачнинского вулканогенного пояса, в нижней части которого на западном склоне хр. Тас-Хаяхтах средне- и верхнеюрские отложения залегают со стратиграфическим несогласием на разновозрастных горизонтах среднего палеозоя и триаса и представлены в нижней части покровами лав среднего и основного состава с прослоями.

Берриас-альбский мегацикл завершает верхоянский терригенный комплекс в объеме китчанского подкомплекса. На инициальной стадии мегацикла активизируются вертикальные движения блоков земной коры на северо-востоке Евразии, которые сопровождаются активной позднекиммерийской складчатостью и вулканической деятельностью. Фрагменты герцинской складчатости сохранились лишь в отдельных блоках, в горной системе Черского и Селеннях-ском кряже. Маломощные прослои мелководных отложений нижнего мела с бухиидами известны только на Новосибирских островах, в нижнем течении р. Малый Анюй, на правобережье р. Колыма и в бассейне р. Куйдусун (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). Повсеместно нижнемеловые отложения залегают несогласно на подстилающих отложениях палеозоя и мезозоя. Предверхоянский краевой прогиб в течение раннего мела заполняется лимническими и паралимническими угленосными отложениями. В Анюйском прогибе морские нижнемеловые отложения залегают с базальными конгломератами на верхней юре. В готеривском веке морские условия осадконакопления сменяются лимническими и активизируется вулканическая деятельность. На Новосибирских островах мелководные отложения с бухиидами встречаются среди континентальных отложений с пропластками угля и флорой наземных растений. На Алазейском плоскогорье нижнемеловые континентальные и вулканогенно-осадочные отложения с размывом залегают на верхнеюрских и представлены базальтами, андезито-дацитами, дацитами, с пачками конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Зырянская впадина в раннем мелу заполнялась преимущественно лимническими отложениями с пластами каменного угля. На правобережье Колымы нижний мел залегает с размывом на палеозое и мезозое и представлен континентальными вулканогенно-осадочными отложениями с флорой. На севере Приморской низменности и островах Восточно-Сибирского моря нижнемеловой прогиб заполнялся эффузивными и эффузивно-терригенными отложениями. В предгорьях Станового хребта нижний мел представлен континентальными отложениями.

Работа выполнена по государственному заданию ИГАБМ СО РАН при финансировании Минобрнауки РФ.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 23–24

ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЖОМБОЛОКСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН, СИБИРЬ) В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР

Е.В. Безрукова[1], Н.В. Кулагина[2], А.А. Амосова[1], П.П. Летунова[1], М.А. Крайнов[1], О.В. Левина[1], Л.Л. Ткаченко[1], Е.В. Кербер[1], А.А. Щетников[2], Е.В. Волчатова[1], И.А. Филинов[2]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, bezrukova@igc.irk.ru
[2] Иркутск,Институт земной коры СО РАН, kulagina@crust.irk.ru

Реакция континентальных экосистем Северного полушария на климатические вариации финала последнего оледенения и в голоцене была неоднородной во времени и в пространстве и зависела от местных и региональных климатических условий, удаленности от Атлантического океана и ледовых щитов. Палеогеографические реконструкции ответа региональных экосистем на эти климатические колебания по-прежнему затруднены. Затруднения связаны с пока еще ограниченным набором высокоразрешающих континентальных записей позднеледниковья и голоцена из многих регионов Северного полушария, а также с получением адекватных возрастных моделей таких записей. В целом, анализ имеющихся результатов показал явный недостаток адекватно датированных, высокоразрешающих комплексных записей и из горной системы Восточного Саяна. Это позволяет отнести ее к тем областям, где палеогеографические условия позднеледниковья оказались не изучены, а голоцена – изучены слабо. Для частичного заполнения этого пробела мы провели первые комплексные палеогеографические исследования донных отложений озер Каскадное-1, Хикушка, Хара-Нур, расположенных в пределах уникального Жомболокского района молодого вулканизма, возраст которых составляет 14.3, 14.6 и 6.8 тыс. лет, соответственно. Целью этих исследований стала реконструкция растительности и природной среды бассейнов озер в позднеледниковье и голоцене, корреляция реконструированных изменений природной среды Жомболокского района с таковыми из соседних регионов Алтая, Тувы, Монголии, установление причин реконструированных изменений природной среды.

Результаты комплексного изучения донных отложений озер Жомболокского района показали, что ~14630–12600 калиброванных лет назад (далее в тексте все значения возраста приведены в калиброванном исчислении и обозначены как л.н.) формировался слой ледниковых глин. Преобладание мелких фракций в осадках этого этапа показывает слабую гидродинамику процесса осаждения и низкую энергию водного потока в точках бурения, возможно, из-за длительного ледового покрова на поверхности озер. Высокие значения плотности, ARM и MB свидетельствуют о преобладании терригенного вещества с обилием тонких магнитных минералов. Пыльцевые индексы характеризуют господство в районе открытых ландшафтов, но с фрагментами лесной растительности из лиственниц *Larix* sp. и ели *Picea obovata*, возможно, по долинам водотоков, которые, как правило, являются относительно теплыми обитаниями. Хронологически этап I соотносится с потеплением климата в гренландский интерстадиал GI-I **[1]**.

Позднее, ~12600–11900 л.н., формировались более темные глины. Снижение среднего содержания пелитовой фракции, Md, MS, ARM индицирует повышение транспортной энергии воды в точке бурения, возможно, из-за исчезновения ледника, снижения уровня воды в озере и поступления в озеро более крупных магнитных частиц, вероятно в результате эолового переноса. Минимум SiO_{2bio}, деградация локальной древесной растительности из *Picea, Larix*, возможно, отражают ответ озерной системы на ухудшение климата в GS-1. Однако повышение с этого времени обилия пыльцы *Pinus sibirica* и *P. sylvestris* означает, что климат этого этапа не был губительным для растительности на более низких гипсометрических уровнях.

Около 11900–8300 л.н. возросшие значения SiO_{2bio} означают повышение продуктивности озерных экосистем. Повышение обилия *P. sylvestris* до максимальных значений следует за максимумом летней инсоляции и означает наступление во всем Алтае-Саянском регионе

континентального климата с теплыми летними сезонами, характерного и для Монгольского Алтая **[2]**.

В более поздний этап, ~8300–5000 л.н., для озерных систем Жомболокского района было характерно новое повышение продуктивности озерной системы, что отражено в возрастающих значениях SiO_{2bio}, продолжающемся снижении доли глинистой фракции, возможно, из-за снижения уровня воды в озере. Постепенное расширение *P. sibirica* может быть сигналом наступления более прохладных летних сезонов, снижения испарения, повышения влажности воздуха и почвы.

Позднее, в этап II, ~5000–2200 л.н., данные гранулометрического и петромагнитного анализа указывают на некоторое повышение уровня озер, а пыльцевые записи свидетельствуют об усилении континентальности климата и похолодании. В соседних районах Российского Алтая смена климатических условий на более холодные и влажные приводила к активизации ледников в аккемскую стадию **[3]**.

В последние ~2 тыс. лет продуктивность озерных систем Жомболокского района снижалась. Пыльцевые индексы свидетельствуют об активизации ветровой деятельности и о наступлении еще более прохладных летних сезонов, снижении испарения, повышении влажности воздуха и почвы. Похолодание климата в это время могло быть обусловлено снижением летней инсоляции и связанной с ней изменчивостью общей атмосферной циркуляции.

Исследования поддержаны РФФИ (проект № 19-05-00328) и выполнялись в соответствии с государственным заданием Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (проект № IX.127.1.2) и Института земной коры СО РАН (проект 0346-2016-0005).

[1] *Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J., Wheatley J.J., Winstrup M.* A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // Quaternary Science Reviews. 2014. V. 106. P. 14–28.

[2] *Zhang D., Feng Zh.* Holocene climate variations in the Altai Mountains and the surrounding areas: A synthesis of pollen records // Earth-Science Reviews. 2018. V. 185. P. 847–869.

[3] *Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepop R.K., Rodnight H.* Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 43. P. 74–93.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 25–26

ПЕТРОГЕНЕЗИС БОНИНИТОВ ИЗ ОФИОЛИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ХРОМИТЕ

В.А. Беляев[1], С.П. Крашенинников[2], В.С. Каменецкий[3], М.А. Горнова[1], С.И. Дриль[1], А.А. Каримов[1], О.Ю. Белозерова[1]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, belyaev@igc.irk.ru
[2] Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, spkrasheninnikov@mail.ru
[3] Хобарт, Австралия, Университет Тасмании, dima.kamenetsky@utas.edu.au

Офиолиты Восточного Саяна в обрамлении Гарганского блока Тувино-Монгольского микроконтинента сформировались 1020–1040 млн лет назад. Они сложены лавами, дайками бонинитов и андезитов бонинитовой серии, кристаллизовавшимися из них мафит-ультрамафитовыми кумулятами, а также реститовыми гарцбургитами **[1–3]**.

В настоящей работе изучены расплавные включения из хромитов бонинитов дайкового комплекса Дунжугурского участка офиолитов Восточного Саяна. Образец VS-6/5 представляет собой порфировый бонинит с идиоморфными и резорбированными вкрапленниками ортопироксена, замещенного агрегатами хлорита, амфибола, карбоната, кварца. Во вкрапленниках замещенного ортопироксена и в основной массе присутствует хромит размером до 1 мм. Образец S18-168 – зеленокаменно-измененный афировый бонинит с меньшим количеством хромита размером до 0.7 мм. Образцы VS-6/5 и S18-168 по валовому составу соответствуют бонинитам: 15.5 и 13.5 % MgO, 59.2 и 58.8 % SiO_2, 0.16 и 0.23 % TiO_2. Они характеризуются обогащением LREE, Th, минимумами Nb и Ti – особенностями, отмеченными ранее для лав и даек офиолитов Восточного Саяна **[1–3]**. Изученные хромиты имеют высокие значения Cr# (85–90) и низкое содержание TiO_2: 0.08–0.30 % в VS-6/5 и 0.10–0.56 % в S18-168. Расплавные включения в хромите имеют обратную огранку и размер от 10 до 50 мкм. Минеральный состав включений изучен в пробе VS-6/5. Большая часть включений VS-6/5 сложена амфиболом, альбитом, хлоритом либо кварцем и хлоритом. Интенсивное развитие хлорита и амфибола в этих включениях указывает на их изменения при постмагматических процессах. Тем не менее в единичных включениях обнаружены микрокристаллы орто-, клинопироксена, амфибола, плагиоклаза, кварца, между которыми развит хлорит. Присутствие Cpx, Opx в этих включениях указывает на их относительную сохранность.

Монофракции хромита были нагреты по методике **[4]** в высокотемпературной вертикальной трубчатой печи Nabertherm RHTV 1700 в ГЕОХИ РАН. Эксперименты проводились при температуре 1250 и 1300 °C и ΔQFM +1.

Большую часть расплавных включений в хромите VS-6/5 не удалось гомогенизировать: наряду со стеклом, в них присутствуют микролиты орто- и клинопироксена, большой объем занимают пузыри газовой фазы. Эти включения, вероятно, были интенсивно хлоритизированы и далее не рассматриваются. Остальные включения в хромите VS-6/5 и почти все включения в S18-168 представлены гомогенным стеклом, иногда с небольшим пузырьком.

Стекла включений VS-6/5 более примитивные (16.0–13.9 % MgO, 53.0–56.5 % SiO_2, 0.14–0.22 % TiO_2) по сравнению со стеклами включений S18-168 (12.9–7.3 % MgO, 55.3–61.1 % SiO_2, 0.19–0.50 % TiO_2). Составы стекол отвечают составам бонинитов по определению IUGS: MgO>8 %, SiO_2>52 %, TiO_2<0.5 % **[5]**. Этим они отличаются от ранее изученных в работе **[6]** расплавных включений в хромите из бонинитов Дунжугурского участка, составы которых варьируются от базальтов до дацитов, не попадая при этом в поле бонинитов по соотношениям MgO–SiO_2.

Низкие содержания CaO (4.6–6.6 %) в изученных нами расплавных включениях указывают на их принадлежность к низко-Ca бонинитам по классификации **[7]**, сближая их с расплавами фанерозойских бонинитов Новой Каледонии **[8]**, Папуа-Новой Гвинеи **[9]** и преддуговой области Идзу-Бонин-Марианской дуги (IBM) **[10]**. По классификации, учитывающей соотно-

шения MgO–SiO_2 и Si–Ti **[11]**, составы включений находятся в полях составов как низко-Si (преимущественно VS-6/5), так и высоко-Si бонинитов (S18-168 и частично VS-6/5).

По мере уменьшения MgO в стеклах наблюдается увеличение содержаний TiO_2 (0.14–0.50 %), Al_2O_3 (8.1–11.8 %), Na_2O (0.4–1.2 %), K_2O (0.5–1.1 %), P_2O_5 (до 0.2 %) при постоянном CaO и снижении FeO (7.0–10.9 %). Линейные тренды MgO – оксид указывают на изменение состава расплавов при фракционной кристаллизации.

Присутствие расплавов низко-Si и высоко-Si бонинитов в офиолитах Восточного Саяна указывает на их формирование в обстановке зарождения субдукции (subduction initiation) **[11]**, наиболее изученным примером которой является преддуговая область IBM.

[1] *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.

[2] *Скляров Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Кузьмичев А.Б., Лавренчук А.В., Переляев В.И., Щипанский А.А.* Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезиса бонинитов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 163–180.

[3] *Belyaev V.A., Wang K.-L., Gornova M.A., Dril S.I., Karimov A.A., Medvedev A.Ya., Noskova Yu.V.* Geochemistry and origin of the Eastern Sayan ophiolites, Tuva-Mongolian microcontinent (Southern Siberia) // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. P. 411–415.

[4] *Крашенинников С.П., Соболев А.В., Батанова В.Г., Каргальцев А.А., Борисов А.А.* Экспериментальная проверка моделей равновесия оливин-расплав в области высоких температур // ДАН. 2017. Т. 475. № 5. С. 559–563.

[5] *Le Bas M.J.* IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // Journal of Petrology. 2000. V. 41. P. 1467–1470.

[6] *Симонов В.А., Скляров Е.В., Ковязин С.В., Переляев В.И.* Физико-химические параметры древнейших бонинитовых расплавов // ДАН. 2006. Т. 408. № 4. С. 528–531.

[7] *Crawford A.J., Falloon T.J., Green D.H.* Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // Boninites and Related Rocks / Ed. A.J. Crawford. London: Unwin Hyman, 1989. P. 1–49.

[8] *Соловова И.П., Оненстеттер Д., Гирнис А.В.* Расплавные включения в оливинах бонинитов Новой Каледонии: постзахватные изменения расплава и оценка состава первичных магм // Петрология. 2012. Т. 20. № 6. С. 583–598.

[9] *Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Eggins S.M., Crawford A.J., Arculus R.J.* Olivine-enriched melt inclusions in chromites from low-Ca boninites, Papua New Guinea: evidence for ultramafic primary magma, refractory mantle source and enriched components // Chemical Geology. 2002. V. 183. P. 287–303.

[10] *Umino S., Kitamura K., Kanayama K., Tamura A., Sakamoto N., Ishizuka O., Arai S.* Thermal and chemical evolution of the subarc mantle revealed by spinel-hosted melt inclusions in boninite from the Ogasawara (Bonin) Archipelago, Japan // Geology. 2015. V. 43. P. 151–154.

[11] *Pearce J.A., Reagan M.K.* Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si-Mg-Ti systematics // Geosphere. 2019. V. 15. P. 1008–1037.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

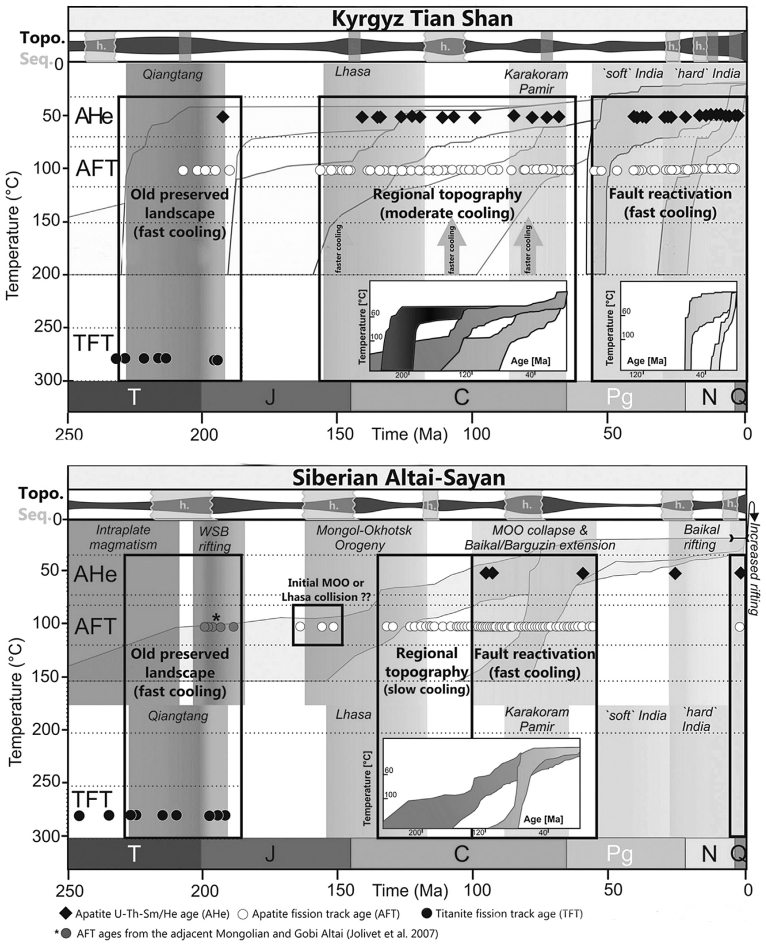
2019. Выпуск 17. С. 27–28

РЕКОНСТРУКЦИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ И ИЗМЕНЕНИЙ РЕЛЬЕФА ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА ДЛЯ ГОРНЫХ СИСТЕМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Ю.А. Бишаев, М.М. Буслов

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
yura@igm.nsc.ru, buslov@igm.nsc.ru
Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Трековый анализ апатита (apatite fission-track dating, AFT) применяется для реконструкции термальной истории пород верхней (до 3–5 км) части континентальной коры за временные интервалы от миллионов до первых сотен миллионов лет. Одна из областей использования AFT заключается в определении периодов тектонических событий, скоростей и объемов денудации **[1–4]**. Ключом к изучению термальных процессов с помощью AFT исследований является понимание кинематики процесса отжига (сокращения) треков спонтанного распада урана под воздействием высоких температур. Во время отжига треки сокращаются в длине тем быстрее, чем выше температура. Следовательно, длины отдельных треков отображают палеотемпературы, воздействовавшие на образец в различные временные интервалы. Рассмотрение трекового



Усредненные температурно-временные модели по данным трекового датирования для Кыргызского Тянь-Шаня и Алтая-Саян, изменено из [5].

возраста, плотности треков и распределения их длин позволяет вычислить время, за которое треки сохранились, а также, при достаточной выборке трековых длин, термальную историю пород за этот временной период. Как правило, распределение трековых длин, их плотность и величина содержания урана в образце могут установить строгие ограничения на историю прохождения образца через зону частичного отжига треков (60–100 °С), что во многих случаях позволяет с хорошей точностью определить, какими были скорость и продолжительность охлаждения изучаемого образца.

Нами проведена работа по построению и корреляции термотектонических моделей различных регионов Центральной Азии, которые отражают картину развития палеорельфа в ЦАСП.

Основание горных систем Центральной Азии сложено из фрагментов островных дуг, докембрийских блоков и аккреционно-коллизионных зон различного возраста **[6, 7, 10, 11]**. Несмотря на гетерогенную структуру и большую протяженность, термотектоническая эволюция всех горных систем от Тянь-Шаня до Байкальской рифтовой зоны, по данным трекового датирования, носит весьма сходный характер в течение большей части мезозоя и кайнозоя и выглядит как стремительное охлаждение в мезозое с последующим длинным периодом стабильности в палеогене и вновь начавшимся быстрым остыванием в позднем кайнозое **[5–9]**. Тем не менее для каждого отдельного региона термотектоническая история имеет свои отличительные особенности, позволяющие связать определенные периоды активной эксгумации и денудации с конкретными геодинамическими событиями на окраинах Евразийского континента (рисунок).

Корреляция тектонической активности в геологической истории каждого отдельно взятого региона с удаленными коллизиями, происходившими одновременно на окраине Евразии, позволяет выявить причинно-следственные связи между этими событиями, а также существенно прояснить сложную картину пространственно-временного распространения постколлизионных напряжений и деформаций в пределах континента **[10, 11]**.

Исследования выполнены в рамках планов НИР ИГМ СО РАН (0330-2016-0014), гранта правительства РФ (14.Y26.31.0029) и интеграционного проекта СО РАН 0330-218-0023.

[1] *Gleadow A.J.W., Kohn B.P., Brown R.W., O'Sullivan P.B., Raza A.* Fission track thermotectonic imaging of the Australian continent // Tectonophysics. 2002. V. 349. P. 5–21.

[2] *Farley K.A.* (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications. Noble gases in geochemistry and cosmochemistry // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2002. V. 47. P. 819–844.

[3] *Kohn B.P., Gleadow A.J.W., Brown R.W., Gallagher K., Lorencak M., Noble W.P.* Vizualizing thermotectonic and denudation histories using apatite fission-track thermochronology // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2005. V. 58. P. 527–565.

[4] *Laslett G.M., Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W.* Thermal annealing of fission tracks in apatite. 2.A quantitative analysis // Chemical Geology: Isotope Geoscience Section. 1987. V. 65. P. 1–13.

[5] *Glorie S., De Grave J.* Exhuming the Meso-Cenozoic Kyrgyz Tianshan and Siberian Altai-Sayan: A review based on low-temperature thermochronology // Geoscience Frontiers. 2016. V. 7. P. 155–170.

[6] *De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Dehandschutter B.* Meso-Cenozoic evolution of mountain range — intramontane basin systems in the southern Siberian Altai Mountains by apatite fission track thermochronology. Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. P. 2–9.

[7] *De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P.* Distant effects of India – Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. P. 188–204.

[8] *De Grave J., Van den Haute P., Buslov M.M., Dehandschutter B., Glorie S.* Apatite fission-track thermochronology applied to the Chulysman Plateau, Siberian Altai Region // Radiation Measurements. 2008. V. 43. P. 38–42.

[9] *De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Metcalf J., Dehandschutter B., McWilliams M.O.* Multimethod chronometry of the Teletskoye graben and its basement, Siberian Altai Mountains: new insights on its thermo-tectonic evolution. Geological Society, London, Special Publications. 2009. V. 324. P. 237–259.

[10] *Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Elburg M.A., Van den Haute P.* Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: Insights from multi-method thermochronometry // Tectonophysics. 2012. V. 544–545. P. 75–92.

[11] *Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D.* Meso- and Cenozoic tectonicsof the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // International Geology Review. 1996. V. 38. P. 430–466.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 29–30

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ДРЕВНЕЙШИХ ОФИОЛИТОВ ИШИМБИНСКОГО ШВА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Е.А. Богданов, Н.Ю. Матушкин, А.Е. Верниковская, П.И. Кадильников

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им А.А. Трофимука СО РАН,
bogdanovea@ipgg.sbras.ru
Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

К наиболее древним офиолитам заангарской части докембрийского орогена Енисейского кряжа, входящего в структуру юго-западного обрамления Сибирского кратона, относятся базиты рыбинского комплекса **[1, 2]**. Их проявления локализованы в пределах Ишимбинского шва, формирование которого произошло в конце тония при коллизии Центрально-Ангарского террейна с Сибирским кратоном **[2]**.

Офиолиты Ишимбинского шва южной части Заангарского сегмента Енисейского кряжа (правый берег р. Ангары, район. с. Рыбное), состоящие из подушечных лав и метагабброидов, образуют ряд из трех совмещенных тектонических пластин шириной 1–2 км, С-СВ простирания и субвертикального падения. Они тектонически совмещены с метаморфическими осадочными породами сухопитской серии ($MP\text{-}NP_1$.) Базальты этого разреза, метаморфизованные в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации (в подошвах надвигов), имеют геохимические характеристики типа N-MORB **[3–5]**. На основании $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронологических данных для амфибола из метагаббро установлено, что эти породы были образованы более 1 млрд лет назад **[6]**.

Офиолиты северной части Заангарского сегмента установлены впервые в районе р. Оллонокон (вблизи г.п. Северо-Енисейский) и приурочены к разломам, оперяющим Ишимбинский шов. Здесь изучен разрез протяженностью около 500 м, представленный тектонически совмещенными пластинами СЗ простирания. Они сложены метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации габброидами, пиллоу-базальтами, чередующимися с линзами и пластинами известняков. Зоны разломов между тектоническими пластинами маркируются рассланцеванием магматических пород и известняков с азимутами падения 230–245° и углами падения от 60° (в ЮЗ части разреза) до субвертикальных (в СВ части). На востоке они имеют тектонический контакт с графитизированными сланцами удерейской свиты сухопитской серии. Последняя включает многочисленные кварцевые тела, формирующие известный кварцево-жильный тип золоторудного Советского месторождения **[7]**. Мелкозернистые габброиды исследуемого разреза (мощность выхода около 20 м), находящиеся в его юго-западной части, прорваны многочисленными кальцитовыми жилами. Далее к северо-востоку установлена разломная зона, характеризующая тектоническую границу между габброидами и базальтами (4–5 м), представленная рассланцованными метагабброидами и милонитизированными хлоритовыми сланцами, линзой известняков и кальцитовой жилой, которые смяты в многочисленные мелкие складки с крутопадающими на СЗ шарнирами. В центральной части разреза изучены базальты, которые слагают две крупные тектонические пластины мощностью от 45 до 150 м. Эти породы характеризуются потоковым строением, имеют отчетливую отдельность в виде подушек и труб, перекрывающих друг друга или соединенных перемычками. В поперечном сечении подушек и труб видна радиальная трещиноватость, а в краевых частях – пузырчатость. Некоторые подушки покрыты параллельными бороздами, возникшими при выдавливании одной подушки из другой. Локально в базальтах, подобно разрезу в Рыбнинском участке, встречаются недеформированные кальцит-эпидотовые включения мощностью 10–20 см. В зоне разрывного нарушения, разделяющего базальтовые пластины, выявлена пластина волнисто-слоистых известняков шириной 20 м. Установленный в северо-восточной части разреза тектонический контакт базальтов с графитизированными сланцами удерейской свиты представлен зоной катаклаза СЗ простирания шириной 3 м. Базальты в приконтактовой зоне деформированы, в них проявлена минеральная линейность с падением около 45° на ЮВ, что указывает на наличие сдвиговой компоненты де-

формаций. Сланцы смяты в опрокинутые многопорядковые складки, с падением осевых поверхностей на СВ под углами 60–75°.

Таким образом, в породах офиолитовых разрезов южного и северного фрагментов Ишимбинского шва Заангарского сегмента Енисейского кряжа устанавливаются два этапа тектонотермальных наложенных событий. Ранний связан с низкотемпературными метаморфическими процессами, что характерно для офиолитовых комплексов мира **[8]**, а более поздний – с деформациями, по характеру и кинематике соответствующими времени формирования Ишимбинского шва.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 18-05-00854, 18-35-00556).

[1] *Хераскова Т.Н.* Новые данные о строении Енисейского кряжа // Геотектоника. 1999. № 1. С. 15–27.

[2] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P.* Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 175–191.

[3] *Черных А.И.* Геологическое строение и петролого-геохимические особенности докембрийских офиолитовых и палеоостроводужных комплексов Енисейского кряжа: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2000. 20 с.

[4] *Матушкин Н.Ю.* Геология и кинематика Ишимбинской и Приенисейской зон разломов Енисейского кряжа: Дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2010. 206 с.

[5] *Матушкин Н.Ю., Кадильников П.И., Верниковская А.Е., Богданов Е.А.* Два этапа тектонической эволюции древнейших офиолитов Заангарья Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 183–185.

[6] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Chernykh A.I.* Neoproterozoic orogenic belts of the western margin Siberian craton: petrology and tectonic evolution // IGS. Rio de Janeiro, Brazil. 2000. 31 (Электронный ресурс).

[7] *Геология и металлогения Енисейского рудного пояса* / Ред. Г.Н. Бровков, Л.В. Ли, М.Л. Шерман. Красноярск: СНИИГГиМС, 1985. 291 с.

[8] *Coleman R.G.* Ophiolites. New York: Springer-Verlag, 1977. 229 p.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 31–33

УЛЕКЧИНСКИЙ КВАРЦ-СИЕНИТОВЫЙ МАССИВ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) В КОНТЕКСТЕ СМЕШЕНИЯ МАГМ

Г.Н. Бурмакина[1], А.А. Цыганков[1, 2], В.Б. Хубанов[1, 2]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gerka_85@mail.ru
[2] Улан-Удэ, Бурятский государственный университет им. Доржи Банзарова

В Западном Забайкалье гранитоиды часто содержат в себе разнообразные включения, более меланократовые по сравнению с вмещающими породами. В зарубежной литературе подобные образования получили названия mafic microgranular enclaves (MME) **[4]**. Как правило, такие включения интенсивно гибридизированы, в результате чего их морфологические и минералого-геохимические признаки практически стерты. Вместе с тем, расшифровка природы меланократовых включений имеет важные следствия, поскольку, в зависимости от происхождения, включения несут совершенно разную информацию, проливающую свет на различные аспекты формирования гранитоидов.

Интереснейшим объектом для изучения меланократовых включений является Улекчинский гранитоидный плутон – типичный представитель гранитоидов зазинского комплекса в Юго-Западном Забайкалье. Массив, расположенный в левобережье р. Джида (южный склон хр. Малый Хамар-Дабан), занимает площадь не менее 13 тыс. км^2 **[1]**, имеет изометричную в плане форму и представлен двумя интрузивными фазами. Первая фаза сложена порфировидными кварцевыми сиенитами с подчиненными кварцевыми монцонитами и амфиболовыми сиенитами. Эти породы имеют сходный минералогический состав и отличаются в основном количественными соотношениями породообразующих минералов. Наибольшим распространением пользуются кварцевые сиениты, представляющие собой серые среднезернистые, часто порфировидные (Kfs) породы. Ко второй фазе относят граносиениты и резко диминирующие среднезернистые лейкократовые, иногда порфировидные (Kfs), граниты.

Нами установлен U-Pb изотопный возраст цирконов из лейкогранитов второй интрузивной фазы, который составил 300.3±3.8 млн лет **[2]**, MSWD=3.19. U-Pb изотопный возраст цирконов из кварцевых сиенитов первой фазы, определенный LA-ICP-MS методом в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ), составил 298±3.5 млн лет **[3]**, что хорошо согласуется с предшествующими определениями и подтверждает двухфазное становление массива.

Улекчинский массив характеризуется большим количеством меланократовых включений, чаще всего встречающихся в кварцевых сиенитах первой фазы. Обычно включения сконцентрированы на сравнительно небольших участках (первые сотни метров в поперечнике), где на фоне более или менее равномерно распределенных включений встречаются скопления – «рои», в которых на долю включений приходится от 10–15 до более чем 50 % от общего объема породы. Поперечные размеры таких скоплений достигают 3–4 м. Еще одной особенностью Улекчинского массива является присутствие включений явно разного генезиса, когда наряду с магматическими образованиями присутствуют ксенолиты метаморфических пород, в которых сохраняются исходные текстурно-структурные особенности. Достаточно крупные «останцы», размером во многие десятки метров, сложены метаморфитами аналогичного состава Подобного типа породы развиты и в обрамлении массива, где они выделяются в качестве астайской свиты протерозойского возраста.

Степень преобразования включений различна – от сохранения всех признаков исходной магматической структуры и минерального состава до практически полной «гомогенизации», где включения опознаются лишь по более меланократовым мелкозернистым участкам с расплывчатыми контурами. Подобные образования часто называют «теневыми ксенолитами».

Размер включений в среднем составляет 10–12 см в поперечнике, форма чаще всего округлая (сферическая) или линзовидная, никаких изменений состава и текстурно-структурных особенностей в краевых частях включений, по сравнению с центром, или во вмещающих поро-

дах не наблюдается. Контакты с вмещающими гранитоидами резкие, за исключением так называемых «теней».

Петрографически включения из Улекчинского массива можно разделить на четыре группы: 1) мелко- и тонкозернистые, редко – порфировидные (Pl) породы с долеритоподобной микроструктурой; 2) средне- и мелкозернистые полнокристаллические амфибол-биотит-полевошпатовые породы с гипидиоморфно-зернистой, местами гранобластовой, микроструктурой, часто порфировидные (Pl); 3) тонкозернистые лейкократовые (по сравнению с двумя предшествующими разновидностями) диоритоподобные породы с характерным игольчатым амфиболом; 4) тонкополосчатые биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, иногда скарноиды. Для первых трех типов есть все основания предполагать исходно магматическое происхождение, тогда как метаморфогенный генезис включений четвертой группы сомнений не вызывает, поэтому далее они рассматриваться не будут.

Минералогические данные, полученные по включениям, показывают, что для ММЕ первой группы характерны реликтовые минералы: это плагиоклаз, представленный резорбированными трещиноватыми ядрами зональных кристаллов, имеющих лабрадор-битовнитовый состав, и реликты клинопироксена в зернах амфибола. Во включениях второй группы реликтовые минералы, в том числе пироксен, отсутствуют. Для них более характерны гнездообразные амфибол-биотитовые скопления. Данных по третьей группе включений мало, они резко отличаются от первых двух как по химическому, так и по минералогическому составу, составу минералов и структуре.

Как отмечалось выше, Улекчинский массив сложен в основном кварцевыми сиенитами и лейкогранитами, диапазон кремнекислотности которых варьируется от 64.0 до 76.8 мас. %. Меланократовые включения первого и второго типа имеют близкий химический состав и перекрывают значительную часть этого диапазона (54–62 мас. % SiO_2), что отражает разную степень их гибридизации. Третья группа включений отличается резко пониженной щелочностью (сумма Na_2O+K_2O от 1.3 до 3.6 мас. %) и по составу отвечает кварцевым диоритам и тоналитам.

Микроэлементный состав меланократовых включений обнаруживает существенные отличия от вмещающих кварцевых сиенитов. На диаграммах соотношения индикаторных элементов-примесей (Rb, Ba, Nb, Sr) с кремнеземом они образуют неперекрывающиеся ареалы. Диоритоподобные включения третьей группы отличаются как от меланократовых включений, так и от вмещающих пород.

Распределения REE в породах Улекчинского массива и ММЕ в целом сходно и различается лишь в деталях. Характерны относительно высокие суммарные содержания REE (> 200 г/т $\sum$ REE), дефицит HREE относительно LREE ($La/Yb_{(n)}$=13–21), наличие отрицательной Eu аномалии. Включения отличаются несколько более высоким содержанием *HREE,* в частности Yb и Lu, по сравнению с вмещающими кварцевыми сиенитами, и соответственно, пониженной величиной $La/Yb_{(n)}$. Между включениями первого и второго типа резких отличий не выявлено.

Для выявления природы включений важное значение имеет изотопный возраст. Нами с использованием локальных методов были датированы цирконы из включений первого и второго типа. Включения имели сходную морфологию и сопоставимые размеры. Вмещающие кварцевые сиениты были сильно разрушены, поэтому включения удалось извлечь целиком. Это округлые образования 30–40 см в поперечнике. Для выделения цирконов использовалась наиболее «свежая» внутренняя часть включений. Цирконы из включения первого типа датированы LA-ICP-MS методом (масс-спектрометр Element-XR) в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). По 43 точкам (зернам) получено конкордантное значение изотопного возраста 310.6±1.9 млн лет, MSWD=0.67.

Датирование цирконов из включения второго типа проводилось в Центре SUMAC Стэнфордского университета и Геологической службы США на ионном мультиколлекторном микрозонде SHRIMP-RG. Разброс полученных значений изотопного возраста по девяти определениям составил от 504 до 802 млн лет. Из этой совокупности четко выделяется кластер (четыре точки) с конкордантным возрастом 793.7±10.1 млн лет, который и принят за время образования цирконов.

Включение первого типа демонстрирует изотопный возраст цирконов, близкий ко времени становления Улекчинского плутона (≈300 млн лет). С учетом характера распределения, морфологии, петрографических и минералого-геохимических особенностей включений данного типа, мы считаем, что они являются результатом смешения магм (mingling), т.е. были захвачены в жидком или полужидком состоянии. Вместе с тем, разница в 10 млн лет требует объяс-

нения. На наш взгляд, она может объясняться двумя причинами: недостаточной точностью определения либо тем, что включения были захвачены после того, как в них образовались цирконы, т.е. в не до конца раскристаллизованном состоянии. С учетом более высокой температуры кристаллизации включений, что следует как из их валового состава, так и из мелкозернистой структуры, это предположение представляется вполне вероятным. Важно подчеркнуть, что полученный возраст включения первого типа так или иначе фиксирует временную близость базитового и гранитоидного магматизма, что является важным аргументом в понимании природы позднепалеозойского гранитоидного магматизма Забайкалья.

Таким образом, из приведенных выше данных можно сделать следующий вывод: в гранитоидах Улекчинского массива присутствуют три типа магматических включений: а) ксенолиты древних магматических пород основного состава; б) исходно «базальтоидные» включения, представляющие собой продукт смешения магм; в) диорит-тоналитовые включения неясного происхождения.

[1] *Дистанова А.Н.* Позднепалеозойские гранитоидные интрузии западной части Джидинской зоны (Западное Забайкалье) // Гранитоидные комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 3–23.

[2] *Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н.* Новые Rb-Sr данные о возрасте позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 5. С. 694–702.

[3] *Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др.* Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249–1276.

[4] *Barbarin B., Didir J.* Macroscopic features of mafic macrogranular enclaves // Enclaves and granite petrology / Eds. J. Didir, B. Barbarin. Developments in Petrology. V. 13. Amsterdam: Elsevier, 1991, P. 253–262.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 34–37

КОЛЛИЗИОННЫЕ И АККРЕЦИОННЫЕ ТИПЫ ОРОГЕНОВ В СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

М.М. Буслов

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, buslov@igm.nsc.ru
Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

В последние десятилетия складчатые сооружения Центральной Азии охарактеризованы как аккреционно-коллизионные структуры, сформированные из фрагментов тектонической плиты Палеоазиатского океана, включающей офиолиты, внутриокеанические островные дуги, палеосимаунты и микроконтиненты. Согласно наиболее популярному на сегодняшний день представлению **[1]**, в истории Палеоазиатского океана существовала единая венд-палеозойская субдукционная зона, над которой по обрамлению Восточно-Европейского и Сибирского кратонов сформировались дуги Кипчак и Тувино-Монгольская, соответственно. В палеозое в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации дуг, выраженные в формировании ороклинальных изгибов и крупноамплитудных сдвигов. Сложно деформированная структура обозначена термином «алтаиды». По аналогии со строением современных континентальных окраин и мезеозойско-кайнозойских складчатых областей, протягивающихся на многие тысячи километров, многими исследователями проводились попытки выделения маркирующих структурных единиц (островных дуг, офиолитовых сутур и высокобарических метаморфических поясов), которые позволили бы в мозаике блоков Центральной Азии оконтурить палеотектонические зоны, выявить этапы и соотношения формирования складчатых сооружений относительно друг друга и окружающих Восточно-Европейского, Северо-Азиатского (Сибирского), Таримского и Северо-Китайского кратонов. В связи с этим складчатые зоны Урала («уралиды»), Алтае-Саяна, Забайкалья и Монголии (восточные «алтаиды»), расположенные вблизи Восточно-Европейского и Сибирского кратонов, соответственно, рассмотрены как их окраинно-континентальные геодинамические комплексы, тогда как складчатые зоны Казахстана («казахстаниды» или западные «алтаиды») оказались изолированными от пространственной привязки к перечисленным выше кратонам. Таким образом, в большинстве работ современная тектоническая и геодинамическая зональность «уралид» и восточные «алтаиды» трактуются как ненарушенные относительно близлежащих кратонов, что привело к созданию огромного количества противоречивых реконструкций и обобщений по тектонике и геодинамике.

Глобальная структура Земли представлена Индо-Атлантическим и Тихоокеанским сегментами **[2]**. Развитие земной коры Тихоокеанского сегмента заключается в длительной и сложной тектономагматической эволюции огромной океанской плиты и сложно протекающих субдукционно-аккреционных процессов наращивания ювенильной коры окружающих континентов. В результате субдукции плиты формируются аккреционные орогены, содержащие фрагменты океанической коры (офиолиты и палеосимаунты) и примитивных островных дуг, чередующиеся с тектоническими пластинами турбидитов глубоководного желоба. Индо-Атлантическому сегменту свойственны процессы образования и распада суперконтинентов планеты, а также неоднократное образование и закрытие океанов. В результате формируются коллизионные орогены со смешанным типом коры. В их строении, совместно с фрагментами океанической коры и осадками глубоководных желобов, участвуют различные по размерам блоки докембрийской континентальной коры. Они являются фрагментами расколовшегося Гондванского континента, для которого характерны геодинамические события гренвильской складчатости (1.40–0.85 млн лет).

В работах **[3–5]** на основе новых геолого-геохронологических данных в Центрально-Азиатском складчатом поясе выделяются следующие основные тектонические элементы, которые отличаются по типу формирования орогенов:

1. Казахстанско-Байкальский составной континент (супертеррейн), фундамент которого сформирован в венде – кембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибир-

ского континента (в современных координатах), Тувино-Монгольскую и Казахстанскую (Кипчакскую) островные дуги литосферы Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны Гондванской группы (Муйский, Тувино-Монгольский, Кокчетавский и др.). Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахтанско-Тувино-Монгольской островной дугой привела к широкому проявлению коллизионного метаморфизма и магматизма, и в целом к консолидации земной коры и формированию коллизионного орогена, ставшего фундаментом составного континента («казахстаниды»). С юга в среднем–позднем палеозое составной континент наращивался активными окраинами, к которым аккретировали континентальные блоки Гондваны. В современной структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса Казахстанско-Байкальский составной континент представлен на Урале, в западной части фундамента Западно-Сибирской плиты, на Тянь-Шане, в Казахстане, в южной части Алтае-Саянской области, в Туве, Прибайкалье и Забайкалье, Монголии и северной части Китая. Отличительной чертой его структуры является наличие континентальных блоков Гондваны и цирконов гренвильского возраста.

2. Протерозойско-палеозойские окраинно-континентальные комплексы Сибирского континента состоят из протерозойско-раннеордовикской Кузнецко-Алтайской островной дуги, ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой активной окраины. В аккреционных клиньях островной дуги, сформированных по типу аккреционного орогена, широко представлены террейны вендско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий. В окраинно-континентальных комплексах Сибирского континента отсутствуют континентальные блоки Гондваны, что предполагает их формирование на конвергентной границе, вероятно, Палеопацифики, а не Палеоазиатского океана. В современной структуре они приурочены к западной окраине Сибирского континента и представлены в северной части Алтае-Саянской горной области, восточной и центральной части фундамента Западно-Сибирской плиты.

Детритовые цирконы из песчаников флиша аккреционного клина и пассивной окраины характеризуются схожим распределением возрастов цирконов, отвечающих диапазону 530–470 млн лет. Этот период времени характерен для формирования магматических пород зрелой стадии Кузнецко-Алтайской островной дуги. В силурийско-раннедевонских отложениях пассивной окраины встречаются детритовые цирконы с возрастом 470–430 млн лет. Их источником сноса могли быть плюмовые магматические породы Батеневского кряжа и Хакасии **[6]**. На раннедевонском уровне появляется достаточно многочисленная популяция ранне- и средненеопротерозойских (904–772 млн лет) и палеопротерозойских (2431–1879 млн лет) цирконов, источником сноса которых могли являться породы Сибирского кратона **[3, 5]**.

К числу важных геолого-геодинамических закономерностей, выявленных в Алтае-Саянской складчатой области, относятся: 1) широкое развитие в аккреционных клиньях Кузнецко-Алтайской зрелой островодужной системы Сибирского континента фрагментов неопротерозойской примитивной островной дуги и разновозрастных палеосимаунтов с возрастом от венда до раннего ордовика; 2) смена геодинамического режима активной окраины на пассивную окраину в раннем ордовике; 3) проявление в позднем ордовике – раннем девоне в тыловой части Кузнецко-Алтайской островной дуги на Батеневском кряже и Хакасии внутриплитного плюмового магматизма. Для объяснения перечисленных закономерностей хорошо подходит модель погружения в зону субдукции срединно-океанического хребта и мантийной струи (горячей точки), что позволяет реконструировать детали палеогеодинамических процессов формирования позднепротерозойско-девонской окраины Сибирского континента, которая развивалась в различные периоды времени по аналогии с окраинами Тихоокеанской плиты. В позднем докембрии – раннем ордовике горячая точка формировала цепочку палеосимаунтов в пределах плиты Палеопацифики, которые сохранились в аккреционных клиньях Кузнецко-Алтайской островной дуги. Начиная со среднего кембрия происходило погружение срединно-океанического хребта в зону субдукции с формированием рассеянного комплекса параллельных даек и вулканических построек усть-семинской свиты, проявленных на севере Горного Алтая. Затем, в ордовике, в зону субдукции погрузилась мантийная струя, которая проявилась с формированием плюмового внутриплитного магматизма в тыловой части островной дуги.

U-Pb датирование детритовых цирконов **[3, 5, 7–11]** из кембрийских турбидитов глубоководного желоба, среднекембрийско-раннеордовикского преддугового прогиба и ордовикско-раннедевонской пассивной окраины показало удивительную схожесть возрастов, отвечающую диапазону 530–470 млн лет. Этот период времени характерен для формирования магматических пород зрелой стадии Кузнецко-Алтайской островной дуги. В силурийско-раннедевонских от-

ложениях встречаются цирконы с возрастом 470–430 млн лет. Их источником сноса могли быть плюмовые магматические породы Батеневского кряжа и Хакасии. На раннедевонском уровне появляется немногочисленная популяция палеопротерозойских (2431–1879 млн лет) цирконов, источником сноса которых могли являться породы Сибирского кратона. В неопротерозойско-раннедевонских окраинно-континентальных образованиях не встречены магматические цирконы с гренвильским возрастом (0.9–1.4 млрд лет).

3. Ранне- и среднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонская сутурно-сдвиговая зона, разделяющая окраинно-континентальные комплексы Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов. В ее строении принимают участие фрагменты кембрийско-раннеордовикской океанической коры Обь-Зайсанского океанического бассейна, ордовикские голубые сланцы и кембро-ордовикские турбидиты. Вдоль сутурной зоны происходило взаимодействие по сдвиговой составляющей Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов с закрытием океанического бассейна с востока на запад.

Начиная с раннего ордовика до девона литосфера Обь-Зайсанского океана субдуцировала под Казахстанско-Байкальский континент. Субдукция океанической литосферы и последующая коллизия Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов в конечном итоге привели к формированию Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонской сутурно-сдвиговой зоны.

В позднем девоне – раннем карбоне континенты амальгамировали и создали единый Северо-Азиатский континент. В позднепалеозойское время Северо-Азиатский континент был интенсивно деформирован под коллизионным воздействием Восточно-Европейского континента и превращен в огромную внутриконтинентальную орогенную область, питающую обломочным материалом внутриконтинентальные и окраинно-континентальные моря. В Северной Евразии были сформированы крупные позднекарбоново-пермские угленосные бассейны, такие как Кузбасский, Горловский и Минусинский. В пределах Казахстанско-Байкальского континента расположены два крупных бассейна – Кендырлыкский и Карагандинский, на северо-восточной окраине Восточно-Европейского континента – Печерский. Отмечается **[12]**, что по распространению неморских двустворок существовала тесная связь между Печерским, Карагандинским и Кендырлыкским бассейнами. Флористические и фаунистические сообщества перечисленных бассейнов указывают на то, что в позднем карбоне – перми Сибирский континент располагался в умеренном климатическом поясе, а Казахстанско-Байкальский и Восточно-Европейский континенты – в тропическом. Современное положение Печерского бассейна вблизи границы Северного полярного круга свидетельствует о дрейфе Восточно-Европейского континента на север относительно Сибирского континента, что послужило причиной формирования позднепалеозойских деформаций в Центрально-Азиатской складчатой области. Наиболее ярко проявлены сдвиговые и сдвиго-надвиговые структуры позднедевонско-раннекарбонового и позднекарбоново-пермского возраста, сформировавшие современный рисунок мозаично-блоковой структуры Центральной Азии. В результате позднепалеозойских сдвиговых перемещений Казахстанско-Байкальский составной континент и окраинно-континентальные образования Сибирского континента были разделены на множество сдвиговых террейнов, позднедокембрийско-палеозойские структуры в которых осложнены надвигами и смяты в складки, в том числе крупые ороклинальные.

В результате коллизий крупных континентальных масс Восточно-Европейского и Северо-Азиатского континентов весь Казахстанско-Байкальский составной и окраинные коплексы Сибирского континента разделились сдвигами и сопряженными надвигами на множество сдвиговых террейнов, внутри которых сохранились фрагменты структур различного возраста. Они характеризуют аккреционно-коллизионные орогены («алтаиды»), сформированные в обстановках активных окраин, и коллизионный ороген («уралиды»), образование которого происходило в сложных взаимодействиях между коллидирующими континентальными массами, обусловленных сменой направлений конвергенции вмещающих их тектонических плит. В целом, «уралиды», как покровно-складчатая структура, надвинутая в позднем палеозое на пассивную окраину Восточно-Европейского континента, представлена ранне- и среднепалеозойскими аккреционно-коллизионными комплексами пород, характерными для Казахстанско-Байкальского составного континента. Вероятно, «уралиды» являются фрагментом Казахстанско-Байкальского составного континента, под южную часть которого в позднедевонско-раннекарбоновое время погружалась пассивная окраина Восточно-Европейского континента. Затем с позднекарбон-пермского времени «уралиды», расположенные на жесткой структуре Восточно-Европейского континента, смещались в северном направлении, что зафиксировано в палеогеографической зональности позднекарбон-пермских угленосных бассейнов Евразии.

Позднепалеозойские крупноамплитудные сдвиги, связанные с коллизией Восточно-Европейского, Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов во многом нарушили первичные соотношения их окраин, современным аналогом которых является зона сочленения Юго-Восточной Азии с Австралией, где происходит взаимодействие Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит.

Исследования выполнены в рамках планов НИР ИГМ СО РАН (0330-2016-0014), проекта РФФИ (№ 17-05-00833) и гранта правительства РФ (№ 14.Y26.31.0029).

[1] *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.

[2] *Моссаковский А.А., Пущаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.

[3] *Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А.* Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1628.

[4] *Буслов М.М.* Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.

[5] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Рубанова Е.С., Василевский А.Н., Куликова А.В., Баталева Е.А.* Среднепозднепалеозойские геодинамические комплексы и структура Горного Алтая и ее отображение в гравитационных данных // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. С. 1277–1283.

[6] *Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Буслов М.М., Травин А.В., Махлаев М.Л., Дриль С.И., Катраевская Я.И.* Плюмовый магматизм северо-восточной части Алтае-Саянской области: этапы, состав источников, геодинамика (на примере Минусинского прогиба) // ДАН. 2017. Т. 472. № 4. С. 449–455.

[7] *Cai K., Sun M., Buslov M.M., Bor-ming Jahn, Wenjiao Xiao, Xiaoping Long, Huayong Chen, Bo Wan, Ming Chen, Rubanova E.S., Kulikova A.V., Voytishek E.E.* Crustal nature and origin of the Russian Altai: Implications for the continental evolution and growth of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) // Tectonophysics. 2016. V. 674. P. 182–194.

[8] *Chen M., Sun M., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Rubanova E.S.* Geochemical study of the Cambrian-Ordovician meta-sedimentary rocks from the northern Altai-Mongolian terrane, northwestern Central Asian Orogenic Belt: Implications on the provenance and tectonic setting // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 96. P. 69–83.

[9] *Chen M., Sun M., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Rubanova E.S., Voytishek E.E.* Detrital zircon record of the Early Paleozoic meta-sedimentary rocks in Russian Altai: Implications on their provenance and the tectonic nature of the Altai-Mongolian terrane // Lithos. 2014. V. 233. P. 209–222.

[10] *Chen Ming, Sun Min, Buslov M.M., Cai Keda, Zhao Guochun, Zheng Jianping, Rubanova E.S., Voytishek E.E.* Neoproterozoic – Middle Paleozoic tectono-magmatic evolution of the Gorny Altai terrane, northwest of the Central Asian Orogenic Belt: Constraints from detrital zircon U–Pb and Hf-isotope studies // Lithos. 2015. V. 233. P. 223–236.

[11] *Chen Ming, Sun Min, Cai Keda, Buslov M.M., Zhao Guochun, Rubanova E.S., Voytishek EE.* Detrital zircon record of the Early Paleozoic meta-sedimentary rocks in Russian Altai: Implications on their provenance and the tectonic nature of the Altai-Mongolian terrane // Lithos. 2015. V. 233. P. 209–222.

[12] *Бетехтина О.А.* Палеобиогеография неморских двустворок в позднем палеозое. Среда и жизнь в геологическом прошлом // Палеобиогеография и палеоэкология. Новосибирск: Наука, 1983. С. 98–107.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 38–39

Lu-Hf ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ НИЖНЕМЕЛОВОЙ МАЛОТЫНДИНСКОЙ СЕРИИ МАЛОТЫНДИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА)

И.Н. Бучнев[1], В.А. Заика[2], А.А. Сорокин[2]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
[2] Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Ilya_Buchnev@vsegei.ru

Монголо-Охотский складчатый пояс является одной из крупных структур Восточной Азии и обычно рассматривается как реликт одноименного палеоокеана **[3]**, закрывшегося в результате коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурского супертеррейна. В связи с недостатком геохронологических и изотопно-геохимических данных ученым до настоящего времени не удается определить граничные условия для разработки геодинамической модели формирования Монголо-Охотского складчатого пояса.

В данном сообщении представлены результаты Lu-Hf изотопно-геохимических исследований детритовых цирконов метаосадков нижнемеловых отложений малотындинской серии одноименной впадины, которая вытянута в субширотном направлении вдоль границы между южной окраиной Джугджуро-Станового супертеррейна и Тукурингрским террейном восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса.

В строении малотындинской впадины выделяют следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх). Среднеюрская дессовская свита, верхнеюрско-нижнемеловая стрелкинская свита и нижнемеловая малотындинская серия **[5]**. Дессовская свита сложена филлитизированными алевролитами с прослоями метапесчаников, метааргиллитов, линзами конгломератов, углистых сланцев среднеюрской дессовской свиты мощностью до 1120 м **[4, 5]**. В метаалевролитах обнаружены *Mytiloceramus ambiguus* (Eichw.), *M.* cf. *formosolus* (Vor.) Sey, *M.* cf. *ussuriensis* (Vor.) Sey, *M.* cf. *lucifer* (Eichw.), *M.* cf. *jurensis* (Kosch.) аален-байосского возраста **[5]**. С размывом залегают на дессовской свите валунно-галечные конгломераты, содержащие прослои полимиктовых и аркозовых метапесчаников, гравелитов, углистых метаалевролитов вехнеюрской – нижнемеловой холоджиканской (по **[1, 2]**) или стрелкинской (по **[4, 5]**) свиты. В Малотындинской впадине мощность холоджиканской свиты превышает 1500 м, она содержит многочисленные растительные остатки, среди которых присутствуют юрские *Raphaelia* cf. *diamensis* Sew. По присутствию хвощей *Equisetites tschetschumensis* Vas., характерных для чечумского горизонта Ленского бассейна, возраст верхов свиты сужается до титонского яруса поздней юры **[5]**. Нижнемеловая малотындинская серия сложена валунно-галечными и галечными конгломератами с прослоями крупнозернистых песчаников мощностью 2500 м. Эти отложения содержат остатки ископаемой флоры *Ginkgo sibirica* Heer, *Podosamites lanceolatus* L. et H., *Pituophyllum nordenskioldia* (Heer) **[5]**.

Lu-Hf изотопно-геохимические исследования выполнены для детритовых цирконов метаосадочных пород, характеризующих малотындинскую серию Малотындинской впадины.

Непосредственно Lu-Hf изотопные анализы цирконов были выполнены в Геохронологическом центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индукционно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) Nu High-Resolution и эксимерного лазера Analyte G2. Для настройки инструментов и проверки качества анализов использовались стандартные растворы JMC475, Spex Hf и Spex Hf, Yb и Lu, а также стандартные цирконы Mud Tank, 91500, Temora, R33, FC52, Plesovice и SL. Hf изотопные анализы проводились в том же месте цирконов, что и U-Th-Pb анализы. Диаметр лазерного пучка составлял 40 мкм, мощность лазера около 5 Дж/см^2, частота 7 Гц, скорость абляции около 0.8 мкм/с. Стандартные цирконы анализировались через каждые 20 неизвестных. Детали аналитической методики изложены на сайте http://www.laserchron.org.

Всего проанализировано 25 зерен цирконов из метапесчаника (обр. R-19), установлены широкие вариации изотопных параметров. Выделена группа цирконов с возрастом от 181 до 194, характеризующихся величинами $\varepsilon_{Hf(t)}$ от +1.6 до –2.0 и модельным возрастом $t_{Hf(C)}$= =0.9–1.1 млрд лет. Оставшиеся цирконы, вне зависимости от их возраста кристаллизации, имеют существенно более древние значения модельного возраста $t_{Hf(C)}$=1.4–2.9 млрд лет.

Эти данные дают основания полагать, что поступление терригенного материала в бассейн осадконакопления происходило преимущественно со стороны южной окраины Северо-Азиатского кратона, однако наличие цирконов с возрастом 181–194 млн лет и $t_{Hf(C)}$=0.9–1.1 млрд лет свидетельствует о том, что имело место поступление осадочного материала со стороны Монголо-Охотского складчатого пояса.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 18-35-00002-мол-а).

[1] *Вольский А.С., Афанасов М.Н., Годзевич Б.Л., Ельянов А.А, Кастрыкина В.М., Кастрыкин Ю.П.* Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1:500000. Лист N-51-Б / Ред. Л.П. Карсаков. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.

[2] *Годзевич Б.Л.* Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1:500000. Лист N-52-А / Ред. Л.П. Карсаков. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.

[3] *Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О.* Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.

[4] *Петрук Н.Н., Козлов С.А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Лист N-51 (Сковородино). Третье поколение. Дальневосточная серия / Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.

[5] *Сережников А.Н., Волкова Ю.Р.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Лист N-52 (Зея). Дальневосточная серия / Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 40–41

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОЛЕЦ ВЫСОЧАЙШИЙ (БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ)

В.А. Ванин

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, Vanin_geo@mail.ru

Байкало-Патомское нагорье (Ленский район) в пределах территории от р. Бужуихта до р. Маракан представляет собой складчато-надвиговую зону (СНЗ) с восток-северо-восточной ориентировкой шарниров региональных складок и слоистости. Стоит отметить, что изученность СНЗ весьма слабая и по сути расшифрована лишь в пределах известных золоторудных месторождений – Сухой Лог, Вернинское, Высочайшее, Невское и др. Структуры данных месторождений дают лишь общие представления о геолого-структурном строении СНЗ.

Осевые поверхности складок в СНЗ запрокинуты на юг и юго-запад, сами складки имеют флексурные, опрокинутые и лежачие формы. Здесь по мере приближения к «краевому шву» Мамской кристаллической зоны и Бодайдинского блока **[3]**, вблизи р. Маракан, восток-северо-восточная ориентировка структур сменяется зоной складчатости с северо-западной ориентировкой шарниров и слоистости. В данной зоне складчатости располагаются месторождения Ожерелье и Ыкан.

Месторождение Высочайшее локализовано в Каменской антиклинали. Она протягивается более чем на 13 км, имея ширину в среднем 1.5 км. Ее шарнир изогнут и ориентирован в запад-северо-западном направлении. Антиклиналь характеризуется отчетливо асимметричным строением. По замерам кливажа, сланцеватости и слоистости установлено, что ее форма является флексурной. Северное крыло антиклинали залегает значительно более полого (10–20°), чем южное. Падение южного крыла имеет резко выраженный крутой наклон на юг, достигая 80°, и почти так же резко сменяется падением до 50°. Далее падение слоистости постепенно выполаживается вплоть до обратного падения, приобретая моноклинальное залегание под углом 10–20° с падением на север.

Осевая поверхность Каменской антиклинали изогнута, аз. падения ее варьируется от 340 до 15°. На западном фланге за пределами месторождения, ОП имеет угол падение 40°. На востоке, в районе карьера месторождения Высочайшее, наклон осевой поверхности антиклинали изменяется до 20°. Замок складки здесь в большей степени эродирован вплоть до ее ядерной части, где вскрыты отложения угаханской свиты. В сохранившемся висячем крыле, в одном километре к северу от замковой части антиклинали и локализовано золотое месторождение в отложениях хомолхинской свиты.

Далее на восток, за пределами карьера, Каменская антиклиналь постепенно выполаживается и крутое падение южного крыла сменяется более пологими изгибами слоистости до 30°. ОП антиклинали здесь сохраняет тот же угол падения 20°. Здесь частично сохранены отложения нижней подсвиты хомолхинской свиты.

В 4 км к северу от каменской антиклинали располагается крупная синклиналь, названная нами Имняхской. Длинная ось синклинали ориентирована в восточном направлении и достигает в длину 15 км. Ширина складки не менее 3 км. Висячее крыло синклинали в пределах рассматриваемой площади полностью эродировано. Угол падения лежачего крыла варьируется в пределах 10–20°. По взаимоотношению кливажа и слоистости в замке, синклиналь имеет опрокинутую форму. Осевая поверхность Имняхской синклинали имеет падение на север, аз. падения варьируется от 0 до 72°.

Рудные зоны на месторождении представлены кварцевыми жилами и сульфидизированными (пирит, пирротин) углеродистыми сланцами хомолинской свиты, в составе которых преобладает серицит, кварц, карбонат и содержится некоторое количество хлорита. Но важно отметить, что не все участки с сульфидной минерализаций обладают повышенным содержанием золота. Выделение золоторудных зон происходит лишь по результатам опробования.

Главными плоскостными структурными элементами на месторождении являются слоистость S_0, сланцеватость S_1 и кливаж плойчатости S_2.

Наиболее ранним из распознаваемых структурных элементов в породах рассматриваемой территории является слоистость S_0. Этот плоскостной элемент сохраняется очень редко – в основном только в замках и призамковых частях складок. Слоистость интенсивно деформирована, растащена и будинирована.

Сланцеватость S_1 является результатом преобразования более раннего кливажа осевой плоскости. Кливаж ОП близко соответствует наклону осевой поверхности Имняхской синклинали и рудоконтролирующей Каменской антиклинали. В замке Каменской антиклинали этот кливаж иногда приобретает веерообразную форму. По мере развития пластических деформаций, минералы слюд, кварца и др., в углеродистой толще приобретают направленную ориентировку, в результате чего плоскости кливажа были трансформированы в сланцеватость. Этот тип кливажа формируется на заключительных этапах складкообразования и отражает первый тектонический этап развития структуры месторождения.

Кливаж плойчатости S_2 на месторождении проявлен избирательно в породах хомолхинской свиты и первично был обнаружен визуально в зонах с повышенным содержанием золота – золоторудных телах. Ранее о кливаже плойчатости на данном месторождении упоминалось в работе **[1]**. Данный кливаж плойчатости отражает заключительный, второй, этап деформации в развитии структуры месторождения.

Известно, что кливаж плойчатости формируется в условиях продольного сжатия, образуя серию микроскладочек и плоскостей кливажа на их крыльях **[2]**. При продольном сжатии на крыльях микроскладочек осуществляется растворение вещества под давлением и вынос материала с крыльев микроскладочек. В области замков-изгибов образуются микропустоты и микротрещины, являющиеся участками пониженного давления, где и откладывается растворенный материал, в том числе, вероятно, и золото.

Кварцевые жилы являются редкими образованиями для месторождения Высочайшее и так же неравномерно обогащены повышенными содержаниями золота. Мощность жил достигает 1.5 м, они занимают как субсогласное, так и секущее положение по отношению к кливажу ОП. Формирование жил, согласных со сланцеватостью, происходило на заключительном этапе пластических деформаций месторождения, вероятно близко по возрасту к формированию кливажа плойчатости. Кварцевые жилы, секущие сланцеватость, формировались уже на этапе хрупких деформаций.

Таким образом, в эволюции развития структуры месторождения Высочайшее зафиксировано как минимум два этапа пластических деформаций: сланцеватость (кливаж ОП) и кливаж плойчатости.

Зоны распространения кливажа плойчатости в породах хомолхинской свиты можно рассматривать как участки, благоприятные для локализации золота, в которых происходит повторное его перераспределения и более точечная локализация. Важно отметить, что зоны распространения кливажа плойчатости выделяются визуально, что позволяет использовать их как опережающий поисковый признак для золоторудных зон. Дискретно проявленный характер распределения зон кливажа плойчатости, по-видимому, может объяснять приуроченные к ним неравномерно распределенные участки с повышенным содержанием золота, выявленные по данным опробования.

[1] *Буряк В.А.* Некоторые особенности золотого оруденения сульфидного типа в Ленском районе // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 34–43.

[2] *Талицкий В.Г.* Кливаж плойчатости в метаморфических породах Макбальского брахиантиклинория (Северный Тянь-Шань) // Вестник Московского университетата. Серия 4. Геология. 1983. № 5. С. 34–39.

[3] *Флаас А.С.* Некоторые особенности структурного развития Мамско-Бодайбинской серии // Геотектоника. 1971. № 6. С. 58–64.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 42–43

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ХАРАУЛАХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (СЕВЕРНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ) ПО ДАННЫМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА

Д.А. Васильев[1], А.В. Прокопьев[1], А.К. Худолей[2], В.Б. Ершова[2], Е.В. Ветров[3]

[1] Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, juorankhay@mail.ru, prokopiev@diamond.ysn.ru
[2] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет
[3] Новосибирск, Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья

Были проведены структурные и термохронологические исследования в Хараулахском антиклинории, расположенном на севере фронта Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП) в приустьевой части р. Лены (от о. Тас-Ары до мыса Крестях и в среднем течении р. Кенгдей). Были изучены пять образцов песчаников: из верхнепермских толщ Центрально-Хараулахской синклинали (09-АП-38) и Юттяхской антиклинали (07-АП-67), средне-верхнетриасовых отложений Тасаринской синклинали (7-v09-34, 09-АП-37) и эоценовых пород Кенгдейского грабена (VZK-6-1). Трековое датирование проведено в двух независимых лабораториях – A2Z (Apatite to Zircon, Inc) в США и университета Гента (Universiteit Gent) в Бельгии по стандартным методикам **[1–3]**.

Трековый возраст большинства изученных образцов формирует позднемел-раннепалеогеновую группу (74–57 млн лет). Среди этих образцов, в результате изучения распределения длин треков и степени перезагруженности трековых систем **[2, 3]**, был выделен наиболее представительный образец – 09-АП-38 (Центрально-Хараулахская синклиналь), показывающий возраст 61.1±2.8 млн лет. Представительный образец VZK-6-1 из эоценовых отложений имеет трековый возраст 73.6±3.5 млн лет и не подвергался омоложению (имеет среднюю длину треков более 14 мкм). Этот возраст отражает время не термального события этого образца, а процесса отложений источника сноса. К этой же возрастной группе тяготеют менее представительные образцы: 7-v09-34 – 57.4±3.6 млн лет и 07-АП-67 – 70.67±11.39 млн лет. Пятый образец (09-АП-37) имеет трековый возраст 95.4±5.8 млн лет, что соответствует позднему мелу.

График термальной эволюции наименее представительного образца (07-АП-67), отобранного на правом берегу р. Лены напротив о. Тит-Ары из пермских отложений Юттяхской антиклинали, указывает на возможное погружение (нагрев) на 500–600 м около 50–25 млн лет назад.

Наибольшую скорость денудации (остывание 10 °С/млн лет) показывает наиболее представительный образец (09-АП-38), отобранный из верхнепермских отложений Центрально-Хараулахской синклинали в интервале 60–50 млн лет. Это скоростное значение настолько велико, что денудация, наиболее вероятно, сопровождалась интенсивным тектоническим поднятием [**1**]. Следующие по величине скорости денудации показывают два образца. Первый (VZK-6-1) в интервале 70–50 млн лет показывает остывание (денудацию) на 5 °С/млн лет, а второй (09-АП-37) в интервале 95–85 млн лет – на 4.5 °С/млн лет. В целом, остальные полученные данные по скоростям денудации имеют относительно низкие значения, что не позволяет в эти временные промежутки выделять какие-либо серьезные события поднятия. Возможно, эти денудационные события связаны с незначительной климатической эрозией территории.

Следует также отметить, что два недостаточно представительных образца (09-АП-37 и 07-АП-67) фиксируют денудационную стабилизацию на уровне верхней границы зоны частичного отжига (60–75 °С) на рубеже 85–65 и 75–50 млн лет, соответственно.

В результате проведенных исследований уверенно фиксируется только одно термотектоническое событие в 74–57 млн лет (поздний мел – палеоцен). Данный возрастной интервал устанавливается как трековыми возрастами, так и следует из анализа графиков термальной эволюции. Этот интервал также фиксируется в наиболее представительном образце (09-АП-38), имеющем трековый возраст 61.1±2.8 млн лет. Анализ графиков термальной эволюции образцов

09-АП-38 и VZK-6-1 указывает на высокую скорость денудации (5–10 °С/млн лет), вероятно, связанную с интенсивным тектоническим поднятием, в интервалах 60–50 и 70–50 млн лет назад, соответственно. Эти временные промежутки, возможно, показывают заключительную стадию формирования фронтальной части ВСНП (горообразование). В эоценовых отложениях Кенгдейского грабена присутствуют зерна апатита, имеющие трековый возраст около 74 млн лет, близкий к этому термохронологическому событию. Вероятно, при накоплении этих толщ происходил размыв поднимающегося горно-складчатого сооружения. В целом, на территории предполагается денудация около 2.5–3.5 км пород **[1]**.

Кроме этого, на исследуемой территории с некоторой долей условности можно допустить проявление термотектонического события около 95 млн лет назад (начало позднего мела). Предполагаемое поднятие фиксируется как трековым возрастом, так и графиком термальной эволюции (09-АП-37). График термальной эволюции показывает высокую скорость денудации (4.5 °С/млн лет) в интервале 95–85 млн лет. Данное событие, если оно действительно имело место, возможно, связано с первым импульсом складчато-надвиговых деформаций в Хараулахском антиклинории. Кроме того, в нескольких десятках километров восточнее 86–89 млн лет назад происходила вулканическая деятельность **[4]**, которая также могла оказать влияние на отмеченный термальный процесс.

Природа погружения (нагрева) в интервале 50–25 млн лет остается дискуссионной. Возможно, полученные возрастные значения связаны с ошибкой модели стирания треков при их отжиге. С другой стороны, начиная с эоцена в центральной части Хараулахского антиклинория происходило прогибание, заложение Кенгдейского грабена и накопление более 600 м осадков, с чем могло быть связано отмеченное прогревание.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2019-0001), при частичной поддержке РНФ (проект № 17-17-01171) и РФФИ (проект № 19-05-00945).

[1] *Ветров Е.В.* Эволюция термотектонических событий Юго-Восточного Алтая в позднем мезозое и кайнозое по данным трековой термохронологии апатита: Дис. … канд. геол.-мин. наук. М., 2016. 200 с.

[2] *Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. Труды Геологического института РАН. Вып. 577. М.: Наука, 2008. 320 с.

[3] *Green P.F., Duddy I.R.* AFTA and low temperature thermochronology: the Geotrack approach // Thermo 2014. 14th International Conference on Thermochronology. Chamonix Mont-Blanc, 2014. P. 1–69.

[4] *Prokopiev A., Khudoley A., Egorov A., Gertseva M., Afanasieva E., Sergeenko A., Ershova V., Vasiliev D.* Late Cretaceous – Early Cenozoic indicators of continental extension on the Laptev Sea shore (North Verkhoyansk) // 3P Arctic. (Stavanger, Norway, October 14–18, 2013). Stavanger, 2013. P. 170.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 44–45

Pb-Pb ВОЗРАСТ ФОСФОРИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЖАНАТАС, ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН

И.М. Васильева, А.Б. Кузнецов, З.Б. Смирнова, С.Б. Фелицын

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

В Центрально-Азиатском складчатом поясе широко проявлены крупные месторождения фосфоритов, которые образовались в венд-кембрийскую эпоху **[1]**. Наиболее перспективным U-Pb геохронометром и носителем изотопной информации о природе формирующего флюида осадочных фосфатных пород является апатит **[2]**. Этим методом определен возраст нескольких венд-кембрийских месторождений фосфоритов в Центральной Азии – провинции Гуйчжоу Южного Китая (формация Доушаньто **[3]**) и Окинского района Восточных Саян (забитская свита **[4]**). Еще одно крупное месторождение фосфоритов, расположенное в пределах пояса, Каратауский бассейн. Фосфориты руды этого месторождения на сегодняшний день не имеют прямых датировок. U-Pb метод был применен для определения возраста пеллетовых фосфоритов из чулактауской свиты месторождения Джанатас, расположенного в северо-западной части Каратауского бассейна.

Фосфоритоносные отложения Малого Каратау подстилаются позднерифейской вулканогенной курганской свитой (300–700 м), которая несогласно сменяется вендскими тиллитами и пестроцветными глинистыми карбонатами кыршабактинской свиты (5–100 м). Выше на кыршабактинских глинистых доломитах согласно залегает чулактауская свита, которая начинается пачкой строматолитовых доломитов (до 10 м). Еще выше залегает кремневый горизонт (до 20 м), на котором лежат две фосфоритовые пачки – нижняя (10 м) и верхняя (20 м), разделенные глинисто-кремнисто-сланцевой пачкой (до 35 м).

По палеонтологическим данным, чулактауская свита, в пределах которой расположено фосфоритовое оруденение, относится к томмотскому ярусу нижнего кембрия **[5]**. Основная черта комплекса окаменелостей чулактауской свиты – большое количество хиолительмитов родов Hyolithellus, Torellella, Pseudorthothesa, а также протоконодонтов: Protohertzina siciformis Miss.,Fomithella aff.infundibuliformis Miss в низах свиты и хиолитов рода Uniformitheca и Conotheca ex gr. Mammilata Miss, а также томмотиидов родов Camenella, Bercutia, Geresia – в верхах свиты.

Фосфоритовые горизонты (общей мощностью 50–60 м) в чулактауской свите. представлены плотными серыми и темно-серыми мономинеральными и карбонатными фосфоритами. Изученные пеллетовые фосфориты сложены фторкарбонатапатитом. Нефосфатные минералы представлены халцедоном, кварцем, иногда полевым шпатом.

Содержание стронция в пеллетовых фосфоритах очень высокие – 1060–1350 мкг/г, что типично для морских шельфовых фосфоритов. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в чулактауских фосфоритах заключено в узких пределах – 0.7087–0.7088, что соответствует этому отношению в раннекембрийской морской воде. Переотложенные фосфориты, имеющие признаки вторичной перекристаллизации, отличаются от осадочных пеллетовых разностей белой и светло-желтой окраской и отсутствием органического вещества. Вторичные фосфориты резко обеднены стронцием (до 140–150 мкг/г), а отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в них значительно выше – 0.7094–0.7099.

Результаты исследований показали, что содержания свинца в исследованных фосфоритах Джанатас варьируются от 3.7 до 7.3 мкг/г, а содержания U – от 2.7 до 12.3 мкг/г. Изотопные отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ находятся в пределах 24.166–27.578, 15.968–16.182 и 38.214–38.429, соответственно. Отношение $^{238}U/^{204}Pb$ меняется от 54.4 до 91.2. Точки 7 валовых фосфоритовых образцов и 6 фракций ступенчатого растворения образуют в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ прямую с углом наклона, соответствующим возрасту 543±40 млн лет.

Рассчитанные для фосфоритов Джанатас в терминах модели Стейси и Крамерса параметры первичного Pb равны: $\mu_2=^{238}U/^{204}Pb=9.85\pm0.03$, $(^{206}Pb/^{204}Pb)_0=17.895\pm0.006$ и $(^{207}Pb/^{204}Pb)_0=15.606\pm0.002$, $k_2=4.15\pm0.06$. Повышенные значения μ_2 и k_2 дают основания предполагать, что

породы области сноса представляли собой материал древней архейской коры, претерпевшей гранулитовый метаморфизм.

Полученный Pb-Pb возраст в пределах ошибок совпадает с палеонтологическими данными о раннекембрийском возрасте чулактауской свиты. Крупная эпоха фосфоритообразования в пределах различных террейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса была связана с крупными тектоническими и геохимическими перестройками на границе венд–кембрий.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00623).

[1] *Еганов Э.А., Советов Ю.К.* Каратау – модель региона фосфоритообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 192 с.

[2] *Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Крупенин М.Т., Гороховский Б.М., Маслов А.В.* Pb–Pb-возраст и Sr-изотопная характеристика среднерифейских фосфоритовых конкреций: зигазино-комаровская свита Южного Урала // ДАН. 2013. Т. 451. № 4. С. 430–434.

[3] *Chen D.F., Dong W.Q., Zhu B.Q., Chen X.P.* Pb–Pb ages of Neoproterozoic Doushantuo phosphorites in South China: constraints on early metazoan evolution and glaciation events // Precambrian Research. 2004. V. 132. P. 123–132.

[4] *Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Ситкина Д.Р., Смирнова З.Б., Каурова О.К.* Возраст карбонатных пород и фосфоритов в чехле Тувино-Монгольского микроконтинента // ДАН. 2018. Т. 479. № 1. С. 44–48.

[5] *Миссаржевский В.В.* Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. М.: Наука, 1989. 237 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2019. Выпуск 17. С. 46–47

ТЕКТОНОТЕРМАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГУЛИНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА И КОМПЬЮТЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Р.В. Веселовский[1, 2], М.С. Мышенкова[1], В.А. Зайцев[3], С. Томсон[4], А.В. Латышев[1, 2], В.С. Захаров[1]

[1] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, roman.veselovskiy@ya.ru
[2] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
[3] Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
[4] Тусон, США, Аризонский университет

Термальная эволюция Сибирской платформы до сих пор остается практически неизученной, а термохронологические исследования в ее пределах единичны **[1]**. Формирование на рубеже палеозоя и мезозоя Сибирских траппов – крупнейшей из сохранившихся на Земле континентальных магматических провинций – в настоящее время рассматривается как одно из ключевых проявлений эндогенных процессов на нашей планете. Время проявления основной фазы магматической активности в пределах Сибирской трапповой провинции, согласно недавним прецизионным U-Pb датировкам, составляет ~252.0–251.3 млн лет **[2, 3]**. В то же время вопрос об общей продолжительности формирования провинции остается дискуссионным; например, значительное количество Ar/Ar определений изотопного возраста представлено значениями ~240 млн лет **[4]**, а единичные определения трекового возраста апатита, отвечающие времени остывания пород кровли кристаллического фундамента платформы до температуры ниже 110 °C, составляют 222–185 млн лет **[1]**. Мы выполнили трековое датирование монофракций апатита из фоскоритов Гулинского плутона, а также компьютерное моделирование процесса его постмагматического остывания и сопоставили полученные результаты с целью разработки максимально непротиворечивой модели тектонотермальной эволюции плутона.

Гулинский массив расположен в пределах Маймеча-Котуйского района Сибирской пермо-триасовой магматической провинции и является крупнейшим в мире щелочно-ультраосновным комплексом, площадь которого по геофизическим данным составляет около 2000 км^2. Структурно-текстурные особенности пород всех фаз внедрения Гулинского плутона, представленных на современном эрозионном срезе, свидетельствуют о их формировании в гипабиссальных условиях, вероятно, не глубже 1.5 км. Возраст вмещающих плутон трахириодацитов дельканской свиты, определенный U-Pb TIMS методом по циркону, составляет 251.1±0.3 млн лет **[2]**, туфов дельканской свиты – U-Pb CA-TIMS методом по циркону – 251.9–251.5 млн лет **[3]**. Результаты датирования карбонатитов последней фазы внедрения U-Pb методом по бадделеиту составляют 250.8±1.2 **[5]** и 250.2±0.3 млн лет **[2]**, Th-U-Pb методом по торианиту – 250.1±2.9 млн лет **[5]**.

С целью определения термальной истории пород современного эрозионного среза, нами был выполнен трековый анализ трех монофракций апатита, выделенных из двух проб, отобранных из коренных выходов апатит-кальцитовых фоскоритов Южного карбонатитового массива, образовавшегося на заключительной стадии формирования полифазного Гулинского плутона. Трековое датирование проводилось согласно общепринятой современной методике.

Полученный трековый возраст проб находится в диапазоне 250–231 млн лет со средней ошибкой определения (1σ)±34 млн лет. Большая погрешность определения трекового возраста объясняется низким содержанием U в анализируемых пробах (<1 ppm). Средние значения длины треков составляют 14.5–15.1 μm. Моделирование термальной истории с использованием данных о трековом возрасте и распределении длин треков производилось в программе HeFTy v. 1.8.3. Полученная модель термальной эволюции позволяет сделать предварительный вывод о том, что 250 млн лет назад с момента своего внедрения, фиксируемого U-Pb датировками изотопного возраста (см. выше), породы Южного карбонатитового массива к моменту 246 млн лет

(значение трекового возраста) остыли до ~110 °С и в геологическом масштабе времени быстро (первые миллионы лет) остыли ниже 60 °С, т.е. покинули интервал температур, при котором происходит частичный отжиг треков в апатите, о чем свидетельствует весьма узкое унимодальное распределение длин треков. Эта модель тектонотермальной эволюции массива рассматривается нами как наиболее вероятная.

Однако существенная ошибка определения трекового возраста зерен апатита, связанная с низкими содержаниями в них U (<1 ppm), позволяет предполагать альтернативную модель термальной эволюции Гулинского массива, согласно которой породы массива подверглись вторичному прогреву до температур выше 110 °С около 218 млн лет назад за счет эндогенного события и/или погружения массива ниже соответствующей изотермы. Возможность длительного (десятки миллионов лет) остывания верхних горизонтов коры севера Сибирской платформы, вызванного их прогревом подкоровой интрузией, высказывалась в работе **[1]**. Полученные нами результаты трекового анализа подтверждают эту модель при допущении постмагматического опускания Гулинского массива, произошедшего после его внедрения и кристаллизации в приповерхностных условиях, с последующим захоронением под мощным (2–3 км) слоем вулканогенно-осадочного чехла при наличии повышенного (>50 °С/км) геотермического градиента, связанного со становлением Сибирской трапповой провинции. Поскольку сколько-нибудь надежные оценки объемов денудации в мезозой-кайнозойское время для рассматриваемого района Сибирской платформы в настоящее время отсутствуют, обсуждаемый сценарий гипотетически может быть рассмотрен. Однако очевидно, что для дальнейшей разработки модели тектонотермальной эволюции Гулинского массива в частности и севера Сибирской платформы в целом необходимо получение большого объема новых данных по низко- и среднетемпературным геотермохронометрам.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 18-35-20058-мол_а_вед и 18-05-00590-а) и Программы развития МГУ.

[1] *Rosen O.M., Soloviev A.V., Zhuravlev D.Z.* Thermal evolution of the Northeastern Siberian platform in the light of apatite fission-track dating of the deep drill core // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2009. V. 45. № 10. P. 912–929.

[2] *Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R.* Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian–Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 214. № 1–2. P. 75–91.

[3] *Burgess S.D., Bowring S.A.* High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // Science Advances. 2015. V. 1. № 7. e1500470.

[4] *Ivanov A.V., He H., Yan L., Ryabov V.V., Shevko A.Y., Palesskii S.V., Nikolaeva I.V.* Siberian Traps large igneous province: evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism // Earth-Science Reviews. 2013. V. 122. P. 58–76.

[5] *Malich K.N., Khiller V.V., Badanina I.Yu., Belousova E.A.* Results of dating of thorianite and baddeleyite from Carbonatites of the Guli massif, Russia // Doklady Earth Sciences. 2015. V. 464. № 2. P. 1029–1032.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 48–49

ТРЕКОВАЯ ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ АПАТИТОВ ИЗ ГРАНИТОИДОВ КЫЗЫЛДАГСКОГО МАССИВА – КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ЮЖНО-ТАННУОЛЬСКОЙ РАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ТУВА)

Е.В. Ветров[1], Й. Де Гравэ[2], С. Начтергале[2], Г. Ван Ранст[2], Ф.И. Жимулев[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, vetrov@igm.nsc.ru, zhimulev@gmail.com

[2] Гент, Бельгия, Гентский университет, johan.degrave@ugent.be, simon.nachtergaele@ugent.be, gerben.vanranst@ugent.be

Южная-Таннуольская разломная зона (ЮТРЗ) расположена в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), разделяет Таннуольский хребет и Убсунурскую впадину. ЮТЗР представляет собой субширотную систему сбросов, которые играют ведущую роль в формировании Восточно-Таннуольского хребта и определяют архитектуру его современного рельефа. Прямолинейные контуры тектонических швов широтных зон разломов, протягивающиеся на большие расстояния, свидетельствуют о их крутом падении. Амплитуда смещения по наиболее крупным разломам составляет от 300 до 3000 м. Часто от широтных сбросов отходят оперяющие швы, слабо проявленные в рельефе. Трековая термохронология апатита позволяет проследить термотектонические события за последние 100 млн лет и более.

В данном исследовании получены первые результаты трекового анализа апатита для гранитоидов Кызылдагского массива, сложенного преимущественно гранитами и лейкогранитами позднеордовикского возраста **[1]**. Проанализировано шесть образцов, отобранных вдоль вертикального профиля вкрест ЮТРЗ. Трековый анализ апатита выполнен в лаборатории минералогии и петрологии Гентского университета (г. Гент, Бельгия) по стандартной методике с помощью метода внешнего детектора с использованием теплового нейтронного облучения **[2]**. Получены определения трековых параметров (трековые возрасты и значения средних трековых длин), проанализированы гистограммы распределения трековых длин и смоделированы термальные истории каждого образца с использованием программы QTQt **[3]**.

Для четырех образцов получены палеоцен-эоценовые (~60–40 млн лет) возрасты, для двух других – позднемеловые (~80–75 млн лет). Значения средней трековой длины (11.8–12.3 мкм) и их распределения указывают на эффект термального укорочения треков спонтанного деления, что могло быть связано с относительно длительным пребыванием пород Кызылдагского массива в зоне частичного отжига (интервал температур 120–60 °С). Моделирование термальных историй с различной степенью достоверности предполагает три тектонических этапа: (1) мел-эоценовое охлаждение (~100–40 млн лет), (2) миоценовая стабильность (~40–10 млн лет), (3) поздненеогеновое охлаждение до настоящего времени (~10–0 млн лет).

Трековые возрасты апатита и модели термальных историй позволяют установить эпизод мел-эоценового охлаждения, связанного с денудацией Кызылдагского массива и его выводом на поверхность, что согласуется со стратиграфическими данными, несмотря на отсутствие позднемеловых осадков в соседнем мезозойском Улугхемском бассейне и палеоценовых осадков в кайнозойском Убсунурском бассейне. Позднеэоценовая кургакская свита, представленная континентальной молассой, предполагает, что тектонические движения вызвали денудацию и эксгумацию кристаллического фундамента, что привело к формированию обломочных осадков и, следовательно, к переносу детритового материала в Убсунурский бассейн. Мы интерпретируем мел-эоценовое охлаждение как результат усиления мезозойско-кайнозойской денудации фундамента вследствие реактивации ЮТРЗ. Эта реактивация ЮТРЗ могла быть вызвана столкновением Сибирского и Амурского палеоконтинентов в позднем меловом периоде – раннем палеогене **[4]**. Вслед за мел-эоценовым охлаждением модели термальных историй показывают эоцен-миоценовый этап тектонического покоя и отсутствие незначительной денудации и эксгумации фундамента вдоль ЮТРЗ. Одновременно с этим осадочные отложения Убсунурского

бассейна свидетельствуют об эволюции палеоозера, достигающего максимальных глубин в конце миоцена. Некоторые tT-тренды моделей термальных историй регистрируют эпизод эоцен-миоценового нагревания пород Кызылдагского массива. Этот эпизод нагревания можно интерпретировать как следствие погребения фундамента под мощной толщей осадков, поскольку отсутствуют такие признаки, как тепловые источники (например, кайнозойские интрузии), способные значительно нарушить геотермальный градиент от локального до регионального. Модели термальных историй демонстрируют эпизод быстрого охлаждения от позднего неогена до настоящего времени. Хотя значение этого быстрого охлаждения часто сомнительно и потенциально может указывать на артефакт при моделировании **[5]**, мы интерпретируем этот эпизод как денудацию, вызванную возобновленной поздней кайнозойской реактивацией ЮТРЗ, что привело к формированию современного рельефа исследуемого района. Это подтверждается данными об изменении климата и условий седиментации в Убсунурском бассейне, где появление гальки и конгломератов сменяет фации озерных отложений, что указывает на быструю эксгумацию фундамента вдоль реактивированной ЮТРЗ. Эта тектоническая реактивация продолжалась в течение четвертичного периода и не завершена по сегодняшний день. Поздненеогеновая реактивация ЮТРЗ, вероятно, связана с продолжающейся конвергенцией Индии и Евразии **[6]** и структурной перестройкой во внутренней части ЦАСП.

Исследование выполнено при поддержке РНФ (проект № 19-77-00033).

[1] *Ветров Е.В., Черных А.И., Бабин Г.А.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 5. С. 641–655.

[2] *Van Ranst G., Carlos Pedrosa-Soares A.P., Novo T., Vermeesch P., De Grave J.* New insights from low-temperature thermochronology into the tectonic and geomorphologic evolution of the southeast Brazilian highlands and passive margin // Geoscience Frontiers. 2019 (in press).

[3] *Gallagher K.* Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2012. V. 117. № B2. B02408. doi:10.1029/2011JB008825.

[4] *Kravchinsky V.A., Cogne J.P., Harbert W.P., Kuzmin M.I.* Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia // Geophysical Journal International. 2002. V. 148. P. 34–57.

[5] *Ketcham R.A., Carter A., Donelick R.A., Barbarand J., Hurford A.J.* Improved modeling of fission-track annealing in apatite // Americal Mineralogist. 2007. V. 92. P. 799–810.

[6] *De Grave J., Buslov M.M., Van den haute P., Dehandschutter B., Delvaux D.* Meso-Cenozoic evolution of mountain range – intramontane basin systems in the southern Siberian Altai Mountains by apatite fission-track thermochronology // Thrust belts and foreland basins: from fold kinematics to hydrocarbon systems / Eds. O. Lacombe, J. Lavé, F. Roure, J. Vergés. Frontiers in Earth Sciences, Springer Book Series. Berlin–Heidelberg: Springer, 2007. P. 457–470.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 50–51

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ТАННУОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ТУВА): ГЕОХИМИЯ И Sm-Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Н.И. Ветрова[1], Е.В. Ветров[1, 2], И.А. Вишневская[3], М.И. Червяковская[4]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, pisareva@igm.nsc.ru, vetrov@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья
[3] Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, vishnevskaia.i.a@gmail.com
[4] Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, zaitseva.mv1991@gmail.com

Таннуольский террейн расположен в юго-восточной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО), сложен преимущественно раннекембрийскими вулканогенно-осадочными породами островодужной ассоциации (кадвойская, серлигская, ирбитейская свиты), которые прорваны разновозрастными (ранний кембрий – ранний девон) и полиформационными гранитоидными комплексами (таннуольским, арголикским, бреньским и др.). Для начальных этапов раннего кембрия на территории АССО характерно заложение Алтае-Саянской островодужной системы, включающей океанические вулканические островные дуги и окраинноморские бассейны **[1]**. Вулканизм раннекембрийского времени происходил в обстановке островной вулканической (примитивной) дуги, начальные этапы формирования которой выражены в образованиях кадвойской и серлигской свит. Становление островодужных вулканитов сопровождалось габброидным и гранитоидным магматизмом – внедрением комагматичных интрузий. На заключительной стадии развития раннекембрийской островной дуги были сформированы отложения ирбитейской свиты. В это время существовали подводные излияния и мелкие рифогенные банки в условиях теплого неглубокого бассейна, о чем свидетельствует наличие богатого комплекса археоциат, трилобитов и известковистых водорослей. Среднему – позднему кембрию – ордовику соответствует одно из самых мощных проявлений гранитоидного магматизма АССО, которое связано с процессами аккреции и коллизии островных дуг, задуговых бассейнов и микроконтинентов. Предполагается, что аккреционно-коллизионные события в регионе завершились к концу ордовика. В это время в пределах Таннуольского террейна в ассоциации с гранитоидами арголикского комплекса **[2]** формируются позднеордовикские рифтогенные вулканиты (деспенская толща) **[3]**. Следующий этап вулканизма был в раннем девоне. В это время значительные тектономагматические процессы были проявлены по всей южной окраине Сибирского палеоконтинента (в современных координатах) в условиях рифтогенеза и разнонаправленной субдукции. Это привело к формированию протяженного постаккреционного вулканоплутонического пояса по краям бассейнов Палеоазиатского океана **[4]**. На этом этапе формируются субщелочные наземные образования базальт-андезит-риолитовой формации. Раннедевонские лавы, вулканогенно-осадочные и вулканогенно-обломочные фации (например, кендейская свита) выполняют основание Центрально-Тувинского прогиба, который, вероятно, заложен на каледонском фундаменте Таннуольского террейна.

Таким образом, в пределах Таннуольского террейна и на его сопредельных территориях выделяются три этапа вулканизма: раннекембрийский, позднеордовикский и раннедевонский. С целью исследования эволюции вулканизма в регионе получены геохимические и изотопно-геохимические характеристики кислых покровных и вулканогенно-осадочных фаций различных возрастных уровней, выполнена оценка источников магмообразующих субстратов и их модельного возраста.

Раннекембрийские кислые эффузивы серлигской свиты характеризуются широкими диапазонами содержаний калия (K_2O=0.1–4.0 %), натрия (Na_2O=1.2–7.6 %), глинозема (Al_2O_3=9.6–

15.5 %) и кальция (CaO=0.2–6.0 %), а также средними до высоких содержаниями Rb (100–600 г/т), Sr (40–500 г/т), Ba (40–960 г/т) и Zr=60–555 г/т при средних содержаниях Y=16–50 г/т. Спектры распределения РЗЭ слабодифференцированные с незначительным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми $(La/Yb)_N$=1.5–6.0 со слабо выраженными «европиевыми минимумами» Eu/Eu*=0.5–1.2. Выделяются Ta-Nb минимумы и слабо проявленные максимумы по Pb, а также отрицательные аномалии по Sr, P, Ti. Они относятся к железистому типу и занимают промежуточное положение между известково-щелочными и щелочно-известковыми образованиями. На дискриминационных диаграммах **[5, 6]** фигуративные точки составов кислых вулканитов серлигской свиты попадают в поля островодужных геодинамических обстановок. Значения εNd(T) варьируются от +5.7 до +7.7. Такие изотопно-геохимические параметры указывают на преобладание мантийного субстрата при формировании расплавов. Модельный возраст источника вулканитов серлигской свиты, т.е. предполагаемое время отделения их протолита от деплетированной мантии, отвечает позднему рифею – венду (TNd(DM-2st) от 0.55 до 0.76 млрд лет).

Позднеордовикские деспенские вулканиты выделяются несколько повышенными содержаниями калия (K_2O=2.5–4.4 %) и натрия (Na_2O=3.0–4.6 %), характеризуются широкими вариациями кальция (CaO=0.2–6.3 %) и повышенной глиноземистостью (Al_2O_3=14–17 %). Вулканиты относятся к железистому типу и занимают промежуточное положение между известковыми и щелочными образованиями. Спектры распределения РЗЭ дифференцированные ($(La/Yb)_N$= =4.05–9.24), с выраженным «европиевым минимумом» (Eu/Eu*=0.39–0.76). На мультиэлементных спектрах отмечаются отрицательные аномалии по Ta, Nb, P, Ti. По соотношению Y/Nb, Y+Nb/Rb **[6]** породы соответствуют островодужным образованиям. Значения εNd(T) варьируются от +3.1 до +5.6 с модельными возрастами TNd (DM-2st) от 0.94 до 0.69 млрд лет (поздний рифей).

Результаты геохимических исследований раннедевонских вулканитов кендейской свиты показали слегка повышенные содержанием калия (K_2O=2.5–4.5 %) и натрия (Na_2O=3–5 %) и, соответственно, высокую общую щелочность. Содержания магния и железа позволяют отнести породы к железистому типу, в соответствии с содержанием щелочей и кальция занимают промежуточное положение между известковым и щелочным типами. Девонские вулканиты характеризуются дифференцированными спектрами распределения РЗЭ ((La/Yb)N=1.2–3.0), наличием слабого «европиевого минимума» или его отсутствием (Eu/Eu*=0.72–1.11), выраженными отрицательными аномалиями Ta, Nb, P и Ti на мультиэлементных спектрах. Изотопные Sm/Nd исследования показали высокие первичные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$. Полученные изотопные характеристики по εNd(T) и модельный возраст позволяют предположить наличие как минимум двух источников для раннедевонских вулканитов. Первый источник (наиболее древний и наиболее обогащенный) имеет среднерифейский ((TNd(DM-2st)=1.17 млрд лет) возраст и εNd(T)=+0.4. Второй источник имеет более молодой модельный возраст (TNd(DM-2st) от 0.52 до 0.78 млрд лет) и εNd(T) от +4.3 до +7.0.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проекты № 18-35-20025, 19-05-00145) и в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

[1] *Бабин Г.А., Шокальский С.П.* Основные черты геологического строения Алтае-Саянской складчатой области (тектоническое районирование, стратиграфия, магматизм, история геологического развития) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2017. № 6с. С. 19–37.

[2] *Ветров Е.В., Черных А.И., Бабин Г.А.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 5. С. 641–655.

[3] *Ветров Е.В., Уваров А.Н., Жимулев Ф.И., Вишневская И.А.* Проявление ордовикского вулканизма в Таннуольском террейне (Тува) Алтае-Саянской складчатой области // Проблемы тектоники континентов и океанов: Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. Т. 1. С. 115–118.

[4] *Гордиенко И.В.* Индикаторные магматические формации Центрально-Азиатского складчатого пояса и их роль в геодинамических реконструкциях Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1290–1300.

[5] *Harris N.B.W., Pearse J.A., Tindle A.G.* Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collisions tectonics / Eds. M.P. Cowards, A.C. Ries. Geological Society. London, Special Publication. 1986. V. 19. P. 67–81.

[6] *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25. P. 956–983.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 52–54

РОЛЬ КОРОВОЙ СРЕДЫ В ФОРМИРОВАНИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ПЛУТОНИЧЕСКИХ СЕРИЙ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА

А.А. Воронцов

Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, voront@igc.irk.ru
Иркутск, Иркутский государственный университет

Роль коровой среды в формировании магматических пород широко обсуждается в мировой петрологической литературе. К настоящему времени интерес к этой проблеме еще более возрос, поскольку накопившийся материал по магматизму различных геодинамических обстановок позволил выявить четкие геологические и геохимические связи между породами широкого диапазона составов, образующими серии. Вариации содержаний петрогенных и редких элементов в них связываются с кристаллизационной дифференциацией расплавов мантийного происхождения, изменением степени частичного плавления мантийного субстрата и его неоднородностью, а также с контаминацией исходных расплавов коровым материалом. Однако различить, какие из указанных процессов отвечают за наблюдаемые вариации составов пород в конкретных объектах, достаточно сложно и не всегда возможно. Минусинский прогиб и его горное обрамление – уникальный полигон в пределах Алтае-Саянской рифтовой области, отвечающий всем необходимым условиям для подобного рода исследований, поскольку с его развитием связано формирование вулканических ($O\text{-}S_1$, $D_{1\text{-}2}$) и плутонических ($O_{2\text{-}3}$) серий пород с широким диапазоном составов, различающихся суммарной щелочностью и содержанием SiO_2 **[1, 2]**.

Вулканические серии. Щелочные и умеренно-щелочные породы, содержание SiO_2 в которых изменяется в пределах от 45 до 77 мас. %. Вулканиты представлены породами ордовик-раннесилурийского и ранне- и среднедевонского этапов: трахибазальтами, трахиандезибазальтами, трахиандезитами, трахитами, трахидацитами, трахириодацитами, трахириолитами и риолитами. Ордовик-раннесилурийские вулканиты участвуют в строении вулкано-плутонических ареалов горного обрамления Минусинского прогиба и редко слагают небольшие палеовулканы в выступах фундамента внутри самого прогиба. В отличие от них, ранне- и среднедевонские вулканические толщи занимают всю площадь Минусинского прогиба, вскрываясь из-под осадочного чехла как по его периферии, так и в антиклинальных складках в его внутренних сегментах.

Гомодромный характер ордовик-раннесилурийской и ранне- и среднедевонской серий и уменьшение объема пород с увеличением SiO_2 прямо свидетельствуют о ведущей роли механизмов кристаллизационной дифференциации мантийных трахибазальтовых расплавов в образовании серий. Систематическое обогащение SiO_2 сопровождается последовательными изменениями других породообразующих окислов, связанными с фракционированием оливина, авгита, плагиоклаза в низкотитанистых магмах и оливина, плагиоклаза, титанавгита, титаномагнетита и апатита в умеренно-титанистых магмах. В обеих сериях фракционирование реализуется вплоть до появления трахириодацитовых расплавов с содержанием SiO_2 около 69 мас. %. При этом тренды фракционирования в обеих сериях искажаются вследствие широкого разброса и снижения содержаний несовместимых элементов пропорционально росту SiO_2. В каждой серии эволюция составов проявляется по-разному. В ордовик-раннесилурийской серии искажение тренда начинается уже на составах трахибазальтов, в то время как для ранне-среднедевонской только при достижении 65 мас. % SiO_2. Эти характеристики отличают обе рассматриваемые серии от глубоко дифференцированных базальт-трахириолит-комендитовых серий Алтае-Саянской рифтовой области, которые характеризуются накоплением HFSE и REE вплоть до появления их рудных концентраций. Они могут быть объяснены с позиции появления в магматической системе анатектических кислых магм, которые смешивались с фракционированными расплавами, образуя промежуточные по геохимическим характеристикам продукты. Представления о смешении мантийных базальтовых и коровых кислых магм подтверждаются нарушени-

ем прямой зональности плагиоклазов и существованием кристаллов щелочного полевого шпата оплавленной формы в трахитах и трахидацитах. Здесь следует подчеркнуть две важнейшие индикаторные особенности эволюции каждой серии. Во-первых, в максимальной степени приближены к составу коровых выплавок наиболее кремнекислые (риолитовые) магмы раннего и среднего девона. И, во-вторых, для ордовик-раннесилурийской серии намечается более широкий диапазон вариантов коровой контаминации. Вероятно, эти различия связаны с разной скоростью подъема мантийных магм и, соответственно, с разным временем их задержки в промежуточных верхнекоровых магматических камерах. Так, для ранне- и среднедевонских магм применима модель их «транзитного» движения сквозь литосферу при рифтогенезе. Можно предположить, что эти магмы поступали на поверхность с высокой скоростью и не задерживались надолго в коровых камерах. В них расплавы дифференцировались до трахириодацитовых составов при одновременном своем тепловом воздействии на вышележащие вмещающие породы с появлением анатектических коровых магм, отвечающих составам риолитов. Последние успевали смешиваться только с трахит-трахириодацитовыми дифференциатами трахибазальтовых магм, сосредоточенными в надкровельных частях магматических камер, образуя переходные разновидности с содержанием SiO_2 от 65 до 77 мас. %.

Ордовик-раннесилурийские вулканиты также формировались путем фракционирования мантийных магм и синхронного плавления верхнекорового вещества. Однако, в отличие от ранне- и среднедевонского этапа, внутрикоровые камеры были долгоживущими, что позволяло анатектическим трахириолитовым магмам смешиваться с мантийными расплавами на каждой стадии их фракционирования. В результате сформировался тот спектр пород, в котором обнаруживаются разновидности с одинаковым содержанием SiO_2, но с разными концентрациями несовместимых элементов.

Плутонические серии. Щелочные и умеренно-щелочные породы, содержание SiO_2 в которых изменяется в пределах от 54 до 70 мас. %. К плутоническим комплексам высокой щелочности относится «Сайбарская группа» щелочно-сиенитовых массивов (Сайбарский, Буровский, Косматый, Высокий, Александровский, Верхнеубейский, Троицкий, Малотелекский, Байтакский, Бесь-Тыглинский и Сидоровский), расположенных в горном обрамлении Сыда-Ербинской впадины Минусинского прогиба. Сайбарский массив (возраст 457±10 млн лет **[3]**) в этой группе принято считать эталонным, в его строении принимают участие фойяиты, тенсбергиты и субщелочные двуполевошпатовые граниты.

Основные закономерности изменения составов пород: 1) постепенно уменьшается величина Na_2O/K_2O от 2.5 в фойяитах до 0.8 в субщелочных двуполевошпатовых гранитах; 2) фойяиты по сравнению с другими типами пород обладают повышенными концентрациями MgO (до 1.3 мас. %) и CaO (до 2.3 мас. %); 3) диапазоны вариаций Zr, Hf, Sr и REE в фойяитах близки к таковым в тенсбергитах. Суммарное содержание REE варьируется в широких пределах (для фойяитов от 143 г/т до 1087 г/т, для тенсбергитов от 210 г/т до 755 г/т) и не зависит от содержаний SiO_2. Нефелинсодержащие и кварцсодержащие породы различаются между собой характером распределенния редкоземельных элементов. Так, с увеличением суммарной щелочности в фойяитах происходит рост REE, который сопровождается увеличением $(La/Yb)_n$; 4) от фойяитов к тенсбергитам постепенно увеличиваются содержания P_2O_5, Ba и уменьшается количество Rb; 5) от тенсбергитов к субщелочным двуполевошпатовым гранитам зоны эндоконтакта увеличиваются содержания CaO, Sr, Rb; 6) субщелочные двуполевошпатовые граниты зоны эндоконтакта и дайки характеризуются минимальными значениями содержаний Zr, Hf по сравнению с другими породами; 7) по сравнению с тенсбергитами в субщелочных двуполевошпатовых гранитах зоны эндоконтакта накапливаются P_2O_5 и Sr; 8) субщелочной двуполевошпатовый гранит дайки обеднен практически всеми несовместимыми элементами по сравнению с породами массива.

Эти вариации объяснимы смешением в вертикальной колонне щелочных магм мантийной природы с коровыми выплавками. При формировании ранней фазы пород доля расплавов мантийного происхождения преобладала в центральной (осевой) части колонны. Здесь происходила кинематическая дифференциация расплава при его движении, приводящая к сегрегации эгирина и образованию всех разновидностей фойяитов. По мере удаления от осевой части к зоне эндоконтакта увеличивалась роль контаминации вмещающими породами, в новообразованных расплавах возрастало содержание SiO_2, что приводило к появлению кварцсодержащих пород. В них, кроме того, понижались содержания гидрофобных высокозарядных Zr и Hf, что, вероятно, связано с ранней кристаллизацией цирконосиликатов при насыщении магм водным флюидом. Поздняя фаза (дайки) представлена деплетированными субщелочными двуполевошпатовыми

гранитами, состав которых в наибольшей степени приближен к составу анатектических магм, образующихся при плавлении верхнекорового вещества.

Исследование проведено в рамках госзадания по проекту IX.129.1.5. (№ 0350-2016-0030) и при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00300).

[1] *Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Крук Н.Н.* Геодинамическое положение, строение и состав непрерывных трахибазальт-трахиандезит-риолитовых серий северной части Алтае-Саянской области: роль коромантийного взаимодействия в континентальном магмообразовании // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 2055–2078.

[2] *Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Тарасюк А.С.* Ассоциация щелочных нефелиновых сиенитов и субщелочных гранитов Сайбарского массива Минусинского прогиба // Петрология метаморфических и магматических комплексов. Вып. 10. Материалы X Всероссийской петрографической конференции с международным участием. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2018. С. 76–83.

[3] *Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородина Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкочуб Д.П.* Разнообразие кембро-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 3. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. Т. 1. С. 106–108.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 55–56

РЕЗУЛЬТАТЫ LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ ЭКЗОТИЧЕСКОЙ МЕТАОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ В ПРЕДЕЛАХ ЮЖНОГО ФЛАНГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Д.П. Гладкочуб[1], Т.В. Донская[1], А.М. Мазукабзов[1], К.-Л. Ванг[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, gladkochub@mail.ru
[2] Taipei, Taiwan, Institute of Earth Sciences, Academia Sinica

Изучение зон сочленения древних платформ и более молодых складчатых областей представляет собой трудную задачу, так как породы этих зон испытали сильные преобразования в результате аккреционных и коллизионных процессов. Не является исключением и зона сочленения между Сибирской платформой и прилегающим к ней раннепалеозойским Ольхонским террейном Центрально-Азиатского складчатого пояса. В результате коллизионных процессов, приведших к причленению Ольхонского террейна к Сибирской платформе, породы как платформы, так и террейна в зоне их контакта были подвержены значительным преобразованиям, в том числе милонитизации и катаклазу. После того как было доказано, что основные коллизионные события в регионе имели место в раннем палеозое, а точнее в раннем ордовике **[1–3 и др.]**, стало понятно, что изменениям, связанным с этими событиями, могут быть подвержены все породы доордовикского возраста вблизи зоны коллизионного шва, в том числе и в его платформенной части. В то же время на существующих геологических картах все метаморфизованные и тектонизированные породы Сибирской платформы вблизи зоны сочленения с Ольхонским террейном *a priori* рассматривались как раннепротерозойские образования. Однако выполненные исследования тектонизированных образований Сибирской платформы вблизи зоны ее сочленения с Ольхонским террейном показали не столь однозначную картину.

В рамках проведенных исследований были изучены тектонизированные породы Сибирской платформы приблизительно в 500 м от коллизионного шва. На геологической карте эти породы относятся к раннепротерозойской харгитуйской свите сарминской серии. Для геохронологических исследований был отобран тремолит-кварцевый сланец (обр. 1008) из коренного обнажения, не имеющего непосредственных контактов с окружающими породами. Изотопное датирование цирконов было выполнено методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) в Национальном университете Тайваня. Порода сложена кварцем (86 %), тремолитом (11 %), мусковитом (1 %) и акцессорными минералами (рудный минерал, циркон, апатит). Петрографические исследования породы показали, что все основные минералы образованы в результате метагенетических изменений первично-осадочной породы.

Среди цирконов, выделенных из образца тремолит-кварцевого сланца, отмечаются как призматические идиоморфные кристаллы, некоторые с осцилляционной зональностью, типичной для цирконов магматической генерации, так и полуокатанные и окатанные цирконы без признаков зональности. Для образца рассматриваемого тремолит-кварцевого сланца было проанализировано 105 зерен, из которых 81 зерно циркона показало конкордантные значения возраста. Для 67 зерен были получены раннедокембрийские значения возраста в диапазоне 1639–3504 млн лет, а для 14 зерен – неопротерозойские (570–1034 млн лет). Среди раннепротерозойских цирконов наиболее представительный кластер значений (39 оценок возраста) отвечает интервалу 1853±34 – 2025±19 млн лет, с основным пиком на 1950 млн лет. Возраст самого молодого циркона составляет 570±13 млн лет, что свидетельствует о формировании субстрата изученных пород не древнее, чем в венде.

Спектр распределения возраста детритовых цирконов, полученный по изученному тремолит-кварцевому сланцу, оказался идентичен спектрам распределения возраста детритовых цирконов, полученным для песчаника качергатской свиты байкальской серии и песчаника ушаковской свиты **[4]**, которые широко распространены в Западном Прибайкалье, и, соответственно, исследованный тремолит-кварцевый сланец может рассматриваться, по-видимому, как сильно измененный песчаник качергатской или ушаковской свиты. На основании проведенных

исследований можно сделать вывод, что в платформенной части зоны сочленения Сибирской платформы и Ольхонского террейна изменениям, связанным с коллизией Ольхонского террейна, были подвержены не только раннепротерозойские породы, но и более молодые неопротерозойские образования. Таким образом, в результате реализации раннепалеозойских аккреционных событий эти экзотические для платформы тремолит-кварцевые сланцы были вовлечены в пределы геологических границ южной части Сибирской платформы. Данный пример еще раз наглядно демонстрирует, что относительно высокая степень метаморфизма первично-осадочных пород, располагающихся в краевых частях древних платформ, не дает основания относить их ни к комплексам фундамента, ни к комплексам платформенного чехла без детального изучения в каждом конкретном случае.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00266).

[1] *Бибикова Е.В., Карпенко С.В., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кирнозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И.* U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.

[2] *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) / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk: IEC SB RAS, 2005. P. 5–76.

[3] *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J.* Pre-collisional (>0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. V. 42. P. 243–263.

[4] *Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А.* Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1472–1490.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 57–59

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СОСТАВА ДОЛЕРИТОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ РАССТОЯНИЯ ОТ ДАЙКОВОГО РОЯ ДО МАНТИЙНОГО ПЛЮМА (НА ПРИМЕРЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ ДАЙКОВЫХ РОЕВ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

Д.П. Гладкочуб[1], Т.В. Донская[1], Р.Е. Эрнст[2, 3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, gladkochub@mail.ru
[2] Оттава, Канада, Карлтонский университет
[3] Томск, Томский государственный университет

Протяженные дайковые рои, представленные на площади древних кратонов, интерпретируются в большинстве случаев как крупные магматические провинции (КМП) и отражают процессы не только масштабного внутриконтинентального растяжения, но и распада суперконтинентов, как в случае с Родинией. Столь значимые и широко распространенные по площади события базитового магматизма традиционно объясняют воздействием мантийного плюма, а именно привносом в литосферу мантийного вещества, тепла и флюидов. Однако далеко не все долериты дайковых роев демонстрируют «плюмовые» или мантийные (близкие к OIB), геохимические характеристики, несмотря на то, что их генетическая связь с воздействием плюма, вытекающая из анализа геологической ситуации и данных геохронологии, не вызывает сомнений. Под геологическими данными понимается анализ пространственного распространения дайковых роев, в первую очередь их радиальное расположение относительно единого центра. О принадлежности к единому магматическому событию (например, внедрению плюма) подобных радиальных дайковых роев свидетельствует одновозрастность долеритов, слагающих эти дайковые рои.

Подобная неоднозначность связи геохимических характеристик базитов целого ряда радиальных дайковых роев мира с активностью мантийных плюмов и стала мотивацией для проведения исследований, результаты которых представлены в данной работе. В качестве объектов изучения были выбраны четыре возрастные группы дайковых роев, располагающихся на площади Сибирского кратона: позднепалеопротерозойские (~1750 млн лет), мезопротерозойские (~1500–1470 млн лет и ~1350 млн лет) и неопротерозойские (~720 млн лет).

Позднепалеопротерозойские (~1750 млн лет) дайковые рои представлены в пределах Алданского щита тимптонским (1748±5 млн лет) и дорогским (1757±4 млн лет) комплексами, на Анабарском щите: западно-анабарским (1771 млн лет) и юго-восточно-анабарским (1755±22 млн лет) комплексами и в Байкальском выступе – чайским комплексом (1752±6 и 1752±3 млн лет) **[1, 2]**. Эти дайковые рои образуют радиальную систему с центром в районе среднего течения р. Вилюй. По химическому составу долериты и габбро-долериты этого этапа соответствуют умеренно-щелочным базальтам, характеризуются хорошо выраженными отрицательными Nb-Ta и Ti аномалиями на мультиэлементных спектрах и отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$=–2.3…–7.0. Совокупность геохимических характеристик указывает на формирование базитов этого этапа за счет контаминированных континентальной корой мантийных источников. Внедрение даек долеритов этого этапа происходило в обстановке внутриконтинентального растяжения. Радиальный характер размещения, близкий возраст и некоторые их геохимические характеристики позволяют рассматривать данные дайковые рои в составе КМП, образованной за счет влияния мантийного плюма на литосферу Сибирского кратона. При этом расстояние от центра предполагаемого Вилюйского (Тимптонского) плюма **[2, 3]** до районов размещения дайковых роев составляло не менее 1000 км.

Мезопротерозойские дайковые рои с возрастом ~1500 млн лет представлены на севере Сибирского кратона в пределах Анабарского щита (куонамский комплекс, 1503±5 млн лет) **[4]** и Оленекского выступа (оленекский комплекс 1473±24 млн лет) **[5]**. Установлено, что изученные долериты отвечают составам типичных OIB, образованных при участии вещества мантийного плюма **[6]**. Родоначальные расплавы этих базитов были незначительно изменены процессами коровой контаминации, о чем свидетельствуют данные по изотопному составу Nd $\varepsilon_{Nd}(t)$ от

–0.8 до +0.6, а также присутствие в долеритах захваченных цирконов, при этом геохимические характеристики пород остались практически не измененными **[6]**. Анализ геологической ситуации в совокупности с геохимическими характеристиками долеритов свидетельствует о их формировании в условиях внутриконтинентального растяжения. Было сделано предположение о том, что базиты Оленекского выступа и близковозрастные им долериты дайкового роя Анабарского щита Сибирского кратона, а также кратонов Конго, Сан-Франциско и Балтика могут быть объединены в единую КМП, образованную за счет суперплюма, вызвавшего всплеск магматической активности в пределах этих кратонов, располагавшихся на незначительном удалении друг от друга **[7, 8]** и от центра мантийного плюма (менее 1000 км) в структуре суперконтинента Нуна (Колумбия) **[6]**.

Более молодые мезопротерозойские дайки слагают рой в южной части Сибирского кратона, а именно в береговых обнажениях западного побережья оз. Байкал в районе пос. Листвянка (рой «Листвянка», 1350±6 млн лет **[1]**) и пос. Большое Голоустное (рой «Голоустная» 1338±3 млн лет **[9]**). По химическому составу долериты этих дайковых роев соответствуют базальтам нормальной щелочности толеитовой серии, имеют значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ от –0.9 до +1.5, хорошо выраженные положительные аномалии по Nb-Ta на мультиэлементных спектрах, а также ряд индикаторных геохимических отношений, типичных для OIB, что позволяет связывать их формирование с плюмовым источником **[10]**. Изученные дайки, по-видимому, являются частью мезопротерозойской КМП **[11]**, в которую, кроме дайковых роев Сибирского кратона, возможно входили близкие по составу и возрасту базитовые дайковые рои северной части Канадского щита: островов Виктория (1353±2 млн лет) и Девон (1337±2 млн лет).

Неопротерозойские долериты южного фланга Сибирского кратона с возрастом ~720 млн лет принадлежат нерсинскому комплексу и слагают Саяно-Байкальский дайковый пояс **[12]**, или так называемую Иркутскую КМП **[1]**, включающую в себя несколько дайковых роев. Долериты даек этого пояса соответствуют нормально-щелочным базальтам толеитовой серии, имеют $\varepsilon_{Nd}(t)$ от –2.1 до –20.1, демонстрируют отрицательные аномалии Nb-Ta и Ti и, в целом, отвечают составам, близким к MORB (для неконтаминированных примитивных долеритов). Совокупность геохимических характеристик этих долеритов указывает на их происхождение за счет плавления субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) с коровой контаминацией первичных расплавов. Внедрение рассматриваемых даек отвечает крупному магматическому событию (Franklin LIP), фиксирующему начальные стадии растяжения, приведшего к распаду Родинии и отделению Сибирского кратона от этого суперконтинента, при этом центр суперплюма, инициировавшего распад Родинии, находился на удалении более чем 5 тыс. км от южного фланга Сибирского кратона **[13]**.

Проведенные исследования позволяют обнаружить определенную взаимосвязь геохимических и изотопных характеристик базитов дайковых роев с их удаленностью от центральной области воздействия мантийного плюма. Представляется вероятным, что вблизи «головы» плюма (mantle plume head) родоначальные расплавы для базитов отвечают составам типичных OIB. В этом случае плюм является поставщиком мантийного материала, тепла и флюидов. Напротив, на значительном удалении от плюма исходные для долеритов составы источника отражают состав субконтинентальной литосферной мантии (SCLM). В этом случае плюм поставляет в SCLM-источник главным образом тепло и флюиды, а эволюция образовавшихся расплавов в последующем может развиваться как по механизму фракционной кристаллизации (FC), так и по модели AFC (ассимиляция + фракционная кристаллизация) **[14]**, что и приводит к появлению широкого спектра составов базитов, которые существенно отличаются от типичных OIB и напрямую не указывают на их генетическую связь с активностью мантийного плюма.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 18-17-00101).

[1] *Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N.* Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geosciences. 2016. V. 9. № 6. P. 464–469.

[2] *Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Эрнст Р., Донская Т.В., Седерлунд У., Мазукабзов А.М., Хейнс Дж.* Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом ~1750 млн лет на площади Сибирского кратона // ДАН. 2010. Т. 430. № 5. С. 654–657.

[3] *Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A.* Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction // Precambrian Research. 2010. V. 183. P. 660–668.

[4] *Эрнст Р., Округин А.В., Веселовский Р.В., Камо С., Хамильтон М., Павлов В.Э., Сёдерлунд У., Чемберлейн К., Роджерс К.* Куонамская крупная изверженная провинция (север Сибири, 1501 млн лет): U-Pb геохронология, геохимия и корреляция с синхронным магматизмом других кратонов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 815–832.

[5] *Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M.* Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: Implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // Precambrian Research. 2009. V. 170. № 3–4. P. 256–266.

[6] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Писаревский С.А., Эрнст Р.Е., Станевич А.М.* Мезопротерозойский мантийный плюм под северной частью Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 856–873.

[7] *Ernst R.E., Pereira E., Hamilton M.A., Pisarevsky S.A., Rodriques J., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Van-Dunem V.* Mesoproterozoic intraplate magmatic 'barcode' record of the Angola portion of the Congo Craton: newly dated magmatic events at 1500 and 1110 Ma and implications for Nuna (Columbia) supercontinent reconstructions // Precambrian Research. 2013. V. 230. P. 103–118.

[8] *Pisarevsky S.A., Elming S-Å., Pesonen L.J., Li Z.X.* Mesoproterozoic paleogeography: Supercontinent and beyond // Precambrian Research. 2014. V. 244. P. 207–225.

[9] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р.Е., Гамильтон М.А., Мазукабзов А.М., Писаревский С.А., Камо С.* Новое событие базитового магматизма эктазийского возраста в южной части Сибирского кратона // ДАН. 2019. Т. 486. № 3. С. 326–330.

[10] *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Ernst R.E., Pisarevsky S.A., Mazukabzov A.M., Demonterova E.I.* Geochemistry and petrogenesis of Mesoproterozoic dykes of the Irkutsk Promontory, southern part of the Siberian craton // Minerals. 2018. V. 8. № 12. 545.

[11] *Ernst R.E.* Large Igneous Provinces. Carnwall, UK: Cambridge University Press, 2014. 654 p.

[12] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляров Е.В., Пономарчук В.А.* Петрологические индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона, предшествующие раскрытию Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 22–41.

[13] *Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins F.S., Davidson A, De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Gladkochub D.P. Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S, Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 179–210.

[14] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Ernst R.E., Söderlund U., Kotov A.B., Mazukabzov A.M., Shokhonova M.N.* Latest Paleoproterozoic dyke swarms of the Siberian craton // Large Igneous Provinces through Earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues. Abstract volume of the 7 International Conference. Tomsk: CSTI Publishing House, 2019. P. 34.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2019. Выпуск 17. С. 60–62

ДЖИДОТСКИЙ ГАЙОТ КАК ПРОЯВЛЕНИЕ МАНТИЙНОГО ПЛЮМА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ДЖИДИНСКОЙ ЭНСИМАТИЧЕСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

И.В. Гордиенко, А.Л. Елбаев, В.С. Ланцева, Л.И. Ветлужских

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

Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана (ПАО) сложена рядом взаимосвязанных венд-раннепалеозойских структур: собственно энсиматической островной дугой с аккреционной призмой, океаническими островами (гайотами) и задуговыми окраинными палеобассейнами **[1, 3, 6, 7, 11]**.

Среди комплексов пород основания Джидинской энсиматической островной дуги фиксируются поздневендские (560±5 млн лет) офиолитовые ассоциации базит-гипербазитов (Бугуриктайский и другие массивы), расслоенного кумулятивного и дайкового комплексов, надсубдукционных толеитов N-MORB с участием бонинитов, андезибазальтов, габбро и тоналитов известково-щелочной серии. Следующий этап развития дуги связан с появлением излияний среднего и кислого состава (риолит-андезитовая толща), формировавших морфологически выраженные шельфовые вулканические постройки с участием нижнекембрийских археоциатовых известняков. В это время в зоне субдукции образовались многочисленные интрузивные тела ранних (560 млн лет) и поздних габбро и тоналитов (506±1 млн лет), диоритов и плагиогранитов (504±2 млн лет) островодужного типа (джидинский комплекс). Изотопные и геохимические данные свидетельствуют о формировании гранитоидов при плавлении деплетированного мантийного источника при подчиненном вкладе долгоживущего корового материала **[4, 6, 7, 9]**.

Формирование внутриплитных вулканических построек симаунтов (Джидотского и Ургольского гайотов) происходило в венде на коре океанического типа ПАО под действием горячих точек (мантийных плюмов) до и после зарождения Джидинской островной дуги **[4–7]**. Структурно-вещественные комплексы изученного нами Джидотского гайота прослеживаются в пределах российской части Джидинской зоны каледонид в виде непрерывной широкой (15–20 км) полосы с юго-востока от границы с Монголией (верховья рек Шабартая и Уленги) до среднего течения реки Нуд в предгорьях Хамар-Дабана на северо-западе, на расстояние свыше 70 км. Они представляют собой отдельные блоки тектонического меланжа в пределах крупного аллохтона. В строении Джидотского гайота выделяется три взаимосвязанных и близкоодновременных структурно-вещественных комплекса.

Первый, нижний, комплекс (венд) представлен крупными (Хасуртинский, Дархинтуйский) и более мелкими массивами базит-гипербазитов и сопутствующих тел меланжированных мафитовых брекчий основания (океанического фундамента) гайота. Матриксом меланжа служат тектониты разного состава. В основном это блоки и линзовидные тела базит-гипербазитового комплекса (серпентизированные перидотиты, габбро-пироксениты, конгломератовидные серпентиниты, лиственити, тальк-карбонатные метасоматиты, мафические брекчии). Толща мафических брекчий представляет собой неотъемлемую часть нижней части разреза океанической коры в зонах трансформных разломов Лигурийского типа **[11]**.

Хасуртинский массив, слагающий основание Джидотского гайота, расположен в бассейне рек Хасуртый, Ойногор и Убур-Инкур. Он представляет собой разорванную на блоки от 0.5 до 2.5 км и более тектоническую пластину, наклоненную на северо-запад. Основная часть массива сложена баститовыми апогарцбургитовыми серпентинитами. Породы подвержены различным вторичным преобразованиям с присутствием хризотил-лизардита, антигорита, родингита. Крупный Дархинтуйский массив размером около 10–12 км^2, так же как и Хасуртинский, сложен преимущественно апогарцбургитовыми серпентинитами. Вторичные изменения представлены хризотилом, антигорит-хризотилом и родингитом. В западной части Дархинтуйского массива присутствуют серпентинитовые (пляжевые) конгломераты. Южнее, в бассейне р. Дунда-Гола, встречаются более мелкие тела измененных гипербазитов, а также габбро-пироксе-

нитов с многочисленными ксенолитами базальтов вариолитовой толщи. Все эти комплексы присутствуют в мафическом тектоническом меланже основания гайота **[1, 2, 11]**.

Второй комплекс гайота представлен толщей вариолитовых высокохромистых и низкотитанистых толеитовых базальтов (N-MORB) подушечного и трубчатого типа с подчиненным объемом карбонатно-кремнистых отложений (горизонтов темных силицитов, микритовых известняков, гиалокластитов), при этом подушечные (вариолитовые) лавы преобладают. Толща разбита на блоки размером от первых до многих сотен метров и протяженностью до нескольких километров. Базальты тесно ассоциируют с дайковым комплексом высококремнистых долеритов и родингитизированных габбро и габбро-долеритов венд-раннекембрийского возраста.

Третий комплекс сложен преимущественно толщей субщелочных умеренно- и высокотитанистых океанических компактных и пиллоу-лав базальтов с подчиненными лавовыми потоками трахиандезибазальтов, трахиандезитов, толеитовых ферробазальтов и андезибазальтов (исландитов) и гавайитов с дайками долеритов и трахидолеритов (OIB). С толщей субщелочных базальтов ассоциируют разнообразные вулканокластиты, оолитовые известняки, доломиты, туфотурбидиты и олистостромы нижнего и среднего кембрия. По вещественному составу вулканиты субщелочной толщи сопоставляются с внутриплитными породами внутриокеанических поднятий (асейсмических хребтов и гайотов). В заключительную стадию формирования гайота, по-видимому по его пути в зону субдукции окраинного бассейна, была образована «шапка» гайота, представленная мощной кремнисто-известняково-доломитовой толщей с дайками субщелочных долерито-базальтов и кембрийских (?) водорослевых известняков. В доломитовом горизонте присутствует пачка, сложенная слоистыми везикулярными гиалокластитами. По простиранию гиалокластиты сменяются фрагментами потоков глыбовых лав гиалобазальтов, которые по составу близки ферробазальтам субщелочной толщи.

В Джидинской островодужной системе Палеоазиатского океана (ПАО) широко распространены более поздние задуговые флишоидные терригенно-карбонатные отложения верхнего кембрия – раннего ордовика (джидинская свита) окраинного бассейна, которые перекрывают отложения «шапки» Джидотского гайота и прорываются коллизионными гранитоидами позднеджидинского комплекса. Было установлено, что обломочные породы флиша имели два источника питания – островную дугу и постройки гайота. К настоящему времени получены надежные U-Pb геохронологические данные о позднекембрийском – раннеордовикском возрасте прорывающих гранитоидов (490±2–477±6 млн лет), которые фиксируют аккреционно-коллизионный этап сжатия Джидинской зоны и превращение ее в покровно-складчатый ороген **[6, 11, 4]**.

Петролого-геохимические исследования бонинитов Джидинской островной дуги показали их сходство с аналогичными образованиями Идзу-Бонинской островной дуги и дуги Тонга, а субщелочных базальтов Джидотского гайота – с океаническими платобазальтами поднятия Онтонг-Джава и гайота Кастор, а также с палеогайотами Алтае-Саянской области и многих других районов Забайкалья и Монголии **[8, 10, 4]**.

Работа выполнена при поддержке фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН по программе IX.124.1. «Глубинная геодинамика и эволюция литосферы: закономерности проявления мантийных плюмов и плитотектонических процессов, динамика осадочных бассейнов», бюджетной темы лаборатории геодинамики ГИН СО РАН IX.124.1.3. «Эволюция палеозойского магматизма и седиментогенеза Забайкалья, ее связь с формированием каледонской и герцинской континентальной коры Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского складчатых поясов (гос. номер АААА-А17-117011650013-4) и РФФИ (проекты № 18-45-030016 р_а, 19-05-00312а).

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

[2] *Белов И.В., Богидаева М.В.* Формация ультраосновных пород восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья // Петрография Восточной Сибири. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1962. Т. 2. С. 103–156.

[3] *Гордиенко И.В.* Палеоокеанические и островодужные комплексы Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Ежегодник-94. Улан-Удэ: Бурятский геологический институт СО РАН, 1994. Вып. 1. С. 8–10.

[4] *Гордиенко И.В.* Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 405–457.

[5] *Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э.* Положение венд-раннекембрийских офиолитовых и островодужных комплексов Джидинской зоны каледонид в структурах Палеоазиатского океана по палеомагнитным данным // ДАН. 2001. Т. 379. № 4. С. 508–513.

[6] *Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. и др.* Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде–палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 120–140.

[7] *Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Смирнова О.К., Ланцева В.С., Бадмацыренова Р.А., Орсоев Д.А.* Джидинский рудный район: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования, прогнозы и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 1. С. 3–37.

[8] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А.* Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1381–1403.

[9] *Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Баянова Т.Б., Гороховский Д.В., Орсоев Д.А., Бадмацыренова Р.А., Зарубина О.В.* U-Pb возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитов офиолитовой ассоциации Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье) // ДАН. 2018. Т. 478. № 4. С. 452–455. doi: 10.7868/S0869565218040163.

[10] *Симонов В.А., Гордиенко И.В., Ступаков С.И., Медведев А.Я., Котляров А.В., Ковязин С.В.* Условия формирования базальтовых комплексов Джидинской зоны Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 8. С. 929–940.

[11] *Филимонов А.В.* Геологические формации и формационные ряды палеозоя Юго-Западного Забайкалья (условия формирования и геодинамическая интерпретация): Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2003. 21 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 63–65

О СВЯЗИ ПОВЫШЕННЫХ СОДЕРЖАНИЙ РТУТИ В ВОДЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ САР И СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В.И. Гребенщикова[1], М.И. Кузьмин[1], А.В. Ключевский[2], В.М. Демьянович[2], А.А. Ключевская[2]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, vgreb@igc.irk.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, akluchev@crust.irk.ru

Институт геохимии СО РАН (г. Иркутск) проводит мониторинговые исследования химического состава воды в оз. Байкал с 1997 года. К настоящему времени собрана аналитическая информация примерно по 500 пробам воды Байкальской водной экосистемы. Кроме макро- и микрокомпонентного анализа воды всегда определялось содержание ртути в воде **[1]**. Содержание ртути в поверхностной и глубинной воде Байкала, истока Ангары и некоторых крупных притоков определено атомно-абсорбционным методом с непламенным определением паров восстановленной атомарной ртути на приборе РА-915+ с приставкой РП-91 при компьютерной регистрации. Контроль точности измерений прибора осуществлялся путем ежегодного тестирования и регулировки прибора предприятием изготовителем (ЛЮМЭКС, г. Санкт-Петербург). Химический анализ воды выполнен на оборудовании аккредитованного ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» Института геохимии СО РАН (аналитики Л.Д. Андрулайтис, О.С. Рязанцева). Сходимость измерений составляет 5–10 %. Правильность результатов подтверждена анализом стандартных образцов состава воды Байкала.

В настоящей работе представлены основные результаты определения и анализа содержания ртути в воде истока р. Ангары – единственного стока оз. Байкал. В этом месте с 1997 по 2006 г. отбор проб и анализ воды осуществлялись подекадно, а с 2006 по 2013 г. – ежемесячно. При анализе графиков вариаций во времени содержания ртути было установлено, что самые значительные максимумы и повышенная дисперсия данных наблюдаются в период 1997–2000 гг. Это явление связывалось с поступлением ртути из сейсмоактивных разломов – «ртутным дыханием» под влиянием землетрясений в Южно-Байкальской впадине **[2]**.

В последующие годы волатильность данных по ртути ослабевает, но на общем фоне значений хорошо выделяются всплески повышения концентраций ртути в 2002, 2004, 2006, 2009 и 2012 гг. Среднее содержание ртути по общей выборке данных 1997–2013 гг. равно 0.0025 мкг/л при стандартном отклонении σ=0.0037 мкг/л и выявленные максимумы концентрации ртути выделяются на уровне значимости не ниже 3σ.

Если принять во внимание известные геодинамические факторы **[3–5]**, то максимальный уровень и повышенная дисперсия содержаний ртути в воде истока р. Ангары в 1997–2000 гг. корреспондируют во времени с активизацией структуры-аттрактора рифтогенеза (САР) Южно-Байкальской впадины и произошедшим на расстоянии около 25 км от пункта отбора воды сильным Южно-Байкальским землетрясением (25.02.1999; энергетический класс K_P=14.6; широта φ=51.64° с.ш., долгота λ=104.82° в.д.). Подобные сильные геодинамические воздействия на разломно-блочную литосферу Байкальского рифта могут приводить к кратковременному раскрытию локальных участков шовной зоны глубинных разломов между Сибирской платформой и Амурской плитой и вызывать изменения флюидного режима **[6–8]**. Шовные межплитные границы имеют зоны повышенной флюидопроводности, которые способны дренировать «аномальную» низкоскоростную мантию, имеющую флюидную природу. Флюидизация верхних частей мантии способствует их плавлению с приращением объема, чему содействует также снижение всестороннего давления при раскрытии локальных участков зоны краевого шва.

При проверке возможной связи формирования повышенного содержания ртути с динамическим воздействием сильных землетрясений нами были приняты во внимание сейсмические события разных магнитуд, произошедшие с 1997 по 2013 г. на различном удалении от истока р. Ангары. В анализе были рассмотрены:

А. Самые близкие к пункту отбора внутриконтинентальные катастрофические землетрясения мира с магнитудой $M \geq 8$ **[9]**:

1. 2001.11.14, M=8, φ=35.93° с.ш., λ=90.59° в.д.;

2. 2008.03.20, M=8, φ=35.55° с.ш., λ=81.51° в.д.;

3. 2008.05.12, M=8, φ=31.06° с.ш., λ=103.37° в.д.

Б. Сильнейшие межрегиональные землетрясения с $M \geq 7$ в радиусе 3 000 км от истока р. Ангары **[9]**:

1. Чуйские землетрясения, 2003.09.27, 3 толчка с M=7.4, 7.0, 7.0;

2. Култукское землетрясение, 2008.08.27, M=7.0;

3. Тувинское землетрясение, 2012.02.26, M=7.0.

В. Сильные землетрясения Байкальского региона (φ=48–60° с.ш., λ=96–122° в.д.) с K_P=13 ($M \geq 5$) **[10]**.

Г. Землетрясения с $K_P \geq 9$ ($M \geq 3$) в окрестностях истока р. Ангары на территории размером 1°×1.8° (φ=51.3–52.3° с.ш., λ=103.9–105.7° в.д.) **[10]**.

Д. Все зарегистрированные толчки с $K_P \geq 9$ ($M \geq 1.5$) в окрестностях истока р. Ангары на территории размером 0.3° × 0.6° (φ=51.7–52.0° с.ш., λ=104.6–105.2° в.д.).

При наложении моментов землетрясений на графики вариаций содержаний ртути было установлено, что между сильными землетрясениями и эпизодами значимого повышения концентрации ртути имеется временной лаг, продолжительность которого зависит от удаленности, магнитуды землетрясения и скорости подъема глубинной воды. Связь слабых близких толчков с вариациями содержаний ртути достоверно не выявлена.

На следующем этапе обработки фактические материалы за 1997–2013 гг. были сгруппированы в годовые массивы данных и было определено среднее за год содержание ртути и стандартное отклонение. График изменений среднего по годам содержания ртути имеет понижающийся во времени тренд с вариациями не выше одного стандарта. Величина стандартного отклонения годовых данных изменяется от 0.0059 мкг/л (1998 г.) до 0.00014 мкг/л (2013 г.), что указывает на кардинальное различие динамики процесса в начале (сильные флуктуации, процесс неустойчив) и в середине – конце мониторинга (слабые флуктуации, процесс квазистационарен). Осредненные годовые данные хорошо аппроксимируются степенной зависимостью и при показателе степени –0.82 имеют высокий коэффициент корреляции – $\rho \approx 0.85$. При экстраполяции графика в сторону уменьшения временного периода происходит резкий рост уровня содержания ртути: на временном интервале месяц и полмесяца прогнозные значения содержания ртути составляют около 0.36 и 0.64 мкг/л, что значительно превышает предельно допустимую концентрацию для рыбы (0.01 мкг/л) и человека (0.5 мкг/л). Полученные прогнозные оценки отличаются от реальных замеров 1997–2013 гг., в которых содержание ртути не превышает 0.028 мкг/л. Однако эти оценки указывают на то, что при мощном геодинамическом воздействии САР или сильном землетрясении содержание ртути может кратковременно значительно повышаться в локальной области флюидной разрядки разлома. Со временем локально высокое содержание ртути рассеивается по водному объему до повышенных, а затем и фоновых значений. При следующем мощном геодинамическом воздействии САР или сильном землетрясении выявленная динамика изменений содержания ртути в воде может реализоваться в другом локальном месте, расположение которого зависит от распределения в литосфере градиента мощности геодинамического возмущения и особенностей разломной структуры земной коры. При прочих равных условиях максимальные проявления роста содержаний ртути будут происходить в зонах повышенной трещиноватости литосферы.

Как показано выше, в зоне разлома в локальных местах флюидной разрядки концентрация ртути может быть аномально высока и обитающие здесь рыба и нерпа могут быть отравлены ртутью. Такое явление соответствует действительности: в научной литературе и прессе описаны случаи массовой гибели нерпы и рыбы в отдельных местах Южно-Байкальской впадины.

Таким образом, можно предполагать, что активизация глубинных разломов в Байкальской рифтовой зоне может приводить к поступлению в воду ртути. Известно также, что уже в воде, попадая и накапливаясь в живых организмах, ртуть превращается в токсичный яд – метилртуть CH_3Hg+. Это вещество вызывает необратимый процесс в живых организмах. При таких отравлениях отмечаются признаки одновременного поражения центральной нервной системы, сердечно-сосудистой системы, печени, почек. В поведении больных нерп на Байкале даже отмечались (судя по публикациям в интернете) признаки токсикомании.

Выполненные исследования показали, что состояние и сохранение воды байкальской водной экосистемы зависит от природных катаклизмов и, несомненно, от антропогенного воздействия. В связи с этим необходимо продолжение постоянных геохимических и геодинамических исследований в мониторинговом режиме.

Работа выполнялась при поддержке гранта РФФИ-офи_м №17-29-05022 и проектов НИР (0350-2016-0027, 0346–2019–0001).

[1] *Гребенщикова В.И., Кузьмин М.И., Пройдакова О.А., Зарубина О.В.* Многолетний геохимический мониторинг истока реки Ангары (сток Байкала) // ДАН. 2018. Т. 480. № 4. С. 449–454.

[2] *Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Андрулайтис Л.Д., Саньков В.А., Гапон А.Е.* Ртуть в воде истока р. Ангары: пятилетний тренд концентрации и возможные причины его вариаций // ДАН. 2003. Т. 389. № 2. С. 235–238.

[3] *Логачев Н.А.* История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 91–106.

[4] *Ключевский А.В.* Структуры-аттракторы рифтогенеза в литосфере Байкальской рифтовой системы // ДАН. 2011. Т. 437. № 2. С. 249–253.

[5] *Klyuchevskii A.V.* Rifting attractor structures in the Baikal rift system: location and effects // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 88. P. 246–256.

[6] *Артюшков Е.В., Летников Ф.А., Ружич В.В.* О разработке нового механизма формирования Байкальской впадины // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 367–376.

[7] *Ключевский А.В.* Локализация начальных действий мантийного диапира в зоне Байкальского рифта // ДАН. 2001. Т. 381. № 2. С. 251–254.

[8] *Летников Ф.А., Ключевский А.В.* Структуры-аттракторы рифтогенеза в литосфере Байкальской рифтовой системы: природа и механизм образования // ДАН. 2014. Т. 458. № 1. С. 52–56.

[9] http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue/.

[10] http://www.seis-bykl.ru.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 66–68

ЭПИКРАТОННОЕ ПРИМЫКАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ СОБЫТИЯ ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.С. Гриненко, В.В. Баранов

Якутск, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
grinenkovs52@mail.ru, baranovvalera@yandex.ru

Центрально-Азиатский подвижный пояс (ЦАПП) – единственный из пяти платформенных складчатых поясов, который характеризуется отчетливой межплатформенной природой и стационарностью тектонической позиции. На расстоянии более 10 тыс. км он ориентирован строго по географической широте и отделяет северную группу платформ (Эрия, Восточно-Европейская, Западно-Сибирская, Сибирская, Восточно-Сибирская, Северо-Американская) от платформ южной группы (Северо-Африканская, Аравийская, Таримская, Северо-Китайская, Синийская, Северо-Корейская и др.). Боковые ответвления ЦАПП (Приатлантическое, Приуральское, Приенисейское, Байкало-Таймырское, Билякчано-Омолойское, Приколымское и др.) и их зеркальные аналоги имеют строго субмеридиональное направление. Рассматриваемый пояс и его боковые дислокационные примыкания полностью вписаны в ортогональную решетку (систему) географических координат и, следовательно, подчинены через фактор орбитальной ротации фигуры вращения планеты Земля. Обозначенная причинно-следственная связь взаимосвязанных событий свидетельствует о существенной стационарности тектонической позиции ЦАПП и о глубокой древности заложения его структурного каркаса в виде первичной регматической сети разломов **[1]**.

В свете вышеизложенного, из перечисленных дизъюнктивных ответвлений принципиальный интерес для расшифровки глубинной тектоники северо-востока Азии и ее эволюции имеет Билякчано-Омолойский трог. Он занимает не только отчетливую межплатформенную, но и межкратонную прецизионно-выверенную по высокоточной гравиметрической карте позицию. По кровле консолидированной коры этот трог в виде деформированного «Верхоянского Колена» отделяет фундамент Сибирской платформы (экспонированной в древнем рельефе) от фундамента Восточно-Сибирской платформы (погребена под деформированным осадочными образованиями Верхояно-Колымской складчатой области). Таким образом, первичная регматическая сеть эпикратонного примыкания ЦАПП сквозным образом нормирует размещение архейских кратонов на прилегающих платформах.

В строении субстрата кратонов участвуют четыре структурно-вещественных комплекса (СВК) **[2]**. Наиболее древний из них – «меланократовый фундамент», так называемый Курультино-Гонамский СВК, который представлен существенно гиперстеновыми сланцами эклогитовой фации метаморфизма. Выше по разрезу находится «гранулито-гнейсовый цоколь» – Анабаро-Алданский СВК с типичными для него эндербито-гнейсовой и мрамор-сланцевой ассоциациями. На периферии каждого из учтенных (всего 16) архейских кратонов эти два СВК замещаются тоналит-серогнейсовой покрышкой олекмо-батомгского и станового типа, содержащей клинья гранит-зеленокаменных поясов субганского, борсалинского, тас-меэлинского и других типов. Четвертый СВК – это обширный по площади протоплатформенный чехол из трансгрессивных ритмоциклитов удоканского и улканского типа (метаконгломераты, метапесчаники, метаалевролиты) с участием кислых вулканоплутонических и субщелочных комплексов южноучурского типа. Разнообразные по форме реликты всех четырех охарактеризованных СВК выведены во внутреннем пространстве ЦАПП на так называемых срединных композитных массивах (Забайкальский, Баргузинский, Витимский и др.). Последнее обстоятельство указывает, что подвижный пояс и его эпикратонные примыкания заложились на едином для них сиалическом основании (нормативный сиаль Евразии) без какого-либо участия в возникшей трехчленной структуре гипотетического океанического дна.

Осадочный слой, залегающий на консолидированном основании, существенно неоднороден по внутренней стратифицированной структуре и вещественному наполнению. На Сибир-

ской платформе он представлен байкальским, каледонским, ранне-, и позднегерцинским и мезокайнозойским тектоническими мегакомплексами (разнообразные карбонатные с подчиненным участием терригенных и эвапоритовых толщ). Осадочный слой Восточно-Сибирской платформы «глобальным девонским орогенезом» преобразован в одноярусный, существенно терригенный флишоидный «верхоянский терригенный комплекс» (C_1v–MZ). Подстилающие толщи байкальского, каледонского и раннегерцинского мегакомплексов были почти полностью уничтожены деструктивными процессами орогенеза, что привело к залеганию терригенно-флишоидных образований (C_1v–MZ) востока Сибирской платформы и Верхоянья непосредственно на кровлю дорифейского кристаллического фундамента. Белякчано-Омолойский трог, разделяющий древние платформы: Сибирскую и Восточно-Сибирскую, в осадочных призмах Верхоянского мегантиклинория, Сартангского и Южно-Верхоянского синклинориев маркирован структурами в основном с линейной складчатостью. В них сформированы литологические стратоны верхоянского терригенного комплекса, а на своем торцевом замыкании – внутренним заполнением Белякчанского (PR_2: красноцветные молассоидные псаммиты и псеффиты с покровами кислых лав и их туфов) и Омолойского (KZ: пески, глинистые сланцы, угли, лигниты) грабенов.

Качественно новый этап в развитии земной коры востока Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области наступил в меловую эпоху. Выполненные Г.С. Гусевым с коллегами в 1985 г. реконструкции полей напряжений доказывают **[3,** с. 229**]**, что горизонтальное сжатие было направлено с СВ на ЮЗ по азимуту 40–220º. Это сжатие фиксирует взаимодействие Сибирской и Гиперборейской платформ в северном торцевом замыкании Белякчано-Омолойского грабена.

Результаты наших исследований позволяют утверждать, что становление и эволюция зоны перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область» тесным образом связаны с трансгрессивно-регрессивными циклами формирования единого стационарного мелководного Восточно-Сибирского осадочного бассейна, а также со стадиями его тектоно-магматической активизации. Эти стадии начались в среднем палеозое – мезозое и резко проявили себя в течение юрской и меловой эпох, непосредственно повлияв при этом на качественное изменение береговой линии в пределах всего палеобассейна. Значимую роль в эволюции «зоны перехода» сыграл ЦАПП, эпикратонное примыкание которого способствовало проявлению позднемезозойских событий на востоке Сибирской платформы. Эти события в разных эпизодах эволюции «зоны перехода» были зафиксированы геологами и изучены. Нами установлено, что в раннем–позднем мелу, на рубеже 104 млн лет, за счет взаимодействия Сибирской и Гиперборейской платформ, активизировалась Алдано-Вилюйская система дислокаций. Это протяженная (около 300 км) линейная (широтных румбов) система разломов глубокого заложения левосдвиговой кинематики **[4]**. На наш взгляд, она «спровоцировала» тектонические процессы и магматическую деятельность в поздней юре и раннем мелу на востоке Сибирской платформы и ее складчатом обрамлении. При этом произошла площадная инверсия в пределах Куранахского и Бараинского антиклинориев и формирование вдоль их западной периферии грубообломочных с косыми сериями континентальных нижне-верхнемеловых стратонов (аграфеновская свита и ее стратиграфические аналоги). Инверсия маркирована вдоль западной периферии антиклинориев китчанским подкомплексом ВТК **[5]**. Продукты магматической деятельности в подкомплексе фиксируются на востоке платформы в виде покровов андезитовых лав и покровов литокристаллокластических туфов **[6]**. Установленные покровы, в совокупности с осадочными геологическими телами, на самом деле являются вулканическими комплексами, названными нами «**сургуевский**» (кровля поздней юры, волжский ярус) и «с**иттенский**» (нижнеальбский подъярус нижнего мела). Они выделяются впервые, при этом маркируют нижнюю и верхнюю границы китчанского подкомплекса ВТК в рубежах нижнего мела (берриас – нижний альб).

Верхнемеловые образования зоны перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область» в интервале верхнего альба – маастрихта также формируют новый нижне-верхнемеловой **градыгский подкомплекс** (K_1al_2-K_2m). Градыгский подкомплекс залегает несогласно на китчанском подкомплексе (K_1b-K_1al_1). Он формирует в «зоне перехода», в интервале 104.0–65.0 млн лет, новый позднемеловой стратон, соразмерный в литолого-стратиграфической иерархии с осадочным комплексом. Новому осадочному комплексу впервые дано географическое название – «**гиперборейский**» (название по Гиперборейской платформе). Формирование этого комплекса маркируется на востоке Сибирской платформы и ее складчатом обрамлении геологическими телами нового градыгского подкомплекса, включающего вилюй-

скую серию – терригенные осадки и вулканогенные образования дацитового состава. Она состоит из аграфеновской свиты, лунгхинского дацитового вулканического комплекса, чиримыйской свиты и завершающей верхний мел линденской свиты. Верхняя граница гиперборейского комплекса (в т.ч. позднемелового градыгского подкомплекса) подвержена деструкции, принята нами по установленной в ходе аэрофотогеологического картирования м-ба 1:200000 и тематическим исследованиям, размытой кровле маастрихстской линденской свиты.

Работа выполнена по государственному заданию ИГАБМ СО РАН и профинансирована Минобрнауки России.

[1] *Мишнин В.М., Гриненко В.С.* Эпикратонный периметр Верхояно-Колымской складчатой области и его зеркальный георазделл – главные факторы структуро- и рудообразования в земной коре региона // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения: Материалы XLVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2014. Т. II. С. 3–7.

[2] *Мишнин В.М., Истомин И.Н., Гриненко В.С.* Новая рудоносная провинция на востоке Сибирской платформы // Вестник Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). 2002. № 1 (2). С. 6–14.

[3] *Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. и др.* Структура и эволюция земной коры Якутии / Ред. В.В. Ковальский. М.: Наука, 1985. 248 с.

[4] *Ситников В.С., Спектор В.Б.* Вилюйско-Алданская система дислокаций // Геофизические исследования в Якутии. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1978. С. 35–45.

[5] *Гриненко В.С., Девятов В.П.* Китчанский (K_1b-K_1al_1) подкомплекс – новое подразделение верхоянского терригенного комплекса (зона перехода «Сибирская платформа – Верхояно–Колымская складчатая область) // Наука и образование. 2017. № 1 (85). С. 33–40.

[6] *Гриненко В.С., Костин А.В., Киричкова А.И., Желонкина М.С.* Новые данные о пограничных верхнеюрских – нижнемеловых образованиях на востоке Сибирской платформы // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: геология. 2018. № 2. С. 48–55. doi:10.18411/VGU-SG-2018-2-48-55.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 69–71

РАННЕКОЛЛИЗИОННЫЙ КЕБЕЗЕНСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Н.И. Гусев[1], В.И. Крупчатников[2], А.Н. Ларионов[1]

[1] Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, nikolay_gusev@vsegei.ru
[2] Малоенисейское, ОСП «Горно-Алтайская экспедиция» АО «Сибирское ПГО»

Кебезенский плагиогнейсово-амфиболитовый комплекс на северо-востоке Горного Алтая распространен на право- и левобережье р. Бии, недалеко от ее истоков. Метаморфические породы находятся в пределах Уймено-Лебедской СФЗ и занимают площадь около 100 км^2. В составе комплекса преобладают ортоамфиболиты (в том числе гранатсодержащие), встречаются метаморфизованные габбро и габбро-нориты. Амфиболиты пронизаны мелкими, согласными со сланцеватостью линзовидными телами гнейсоплагиогранитов. Менее распространены кварц-биотит-амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы и мраморы. Иногда встречаются относительно крупные тела мелкоочковых биотитовых плагиогнейсов. Критические минеральные ассоциации: альмандин-роговая обманка, диопсид-роговая обманка указывают на амфиболитовую фацию метаморфизма (P=6–7 кбар, T=600–650 °C) и его принадлежность к кианит-силлиманитовой фациальной серии, что подтверждается реликтами кианита и фибролита в шлифах. В юго-западной части блока расположен Саракокшинский габбро-диорит-плагиогранитный плутон (возраст плагиогранитов 512±6 млн лет **[1]**), взаимоотношения которого с породами кебезенского метаморфического комплекса неоднозначные.

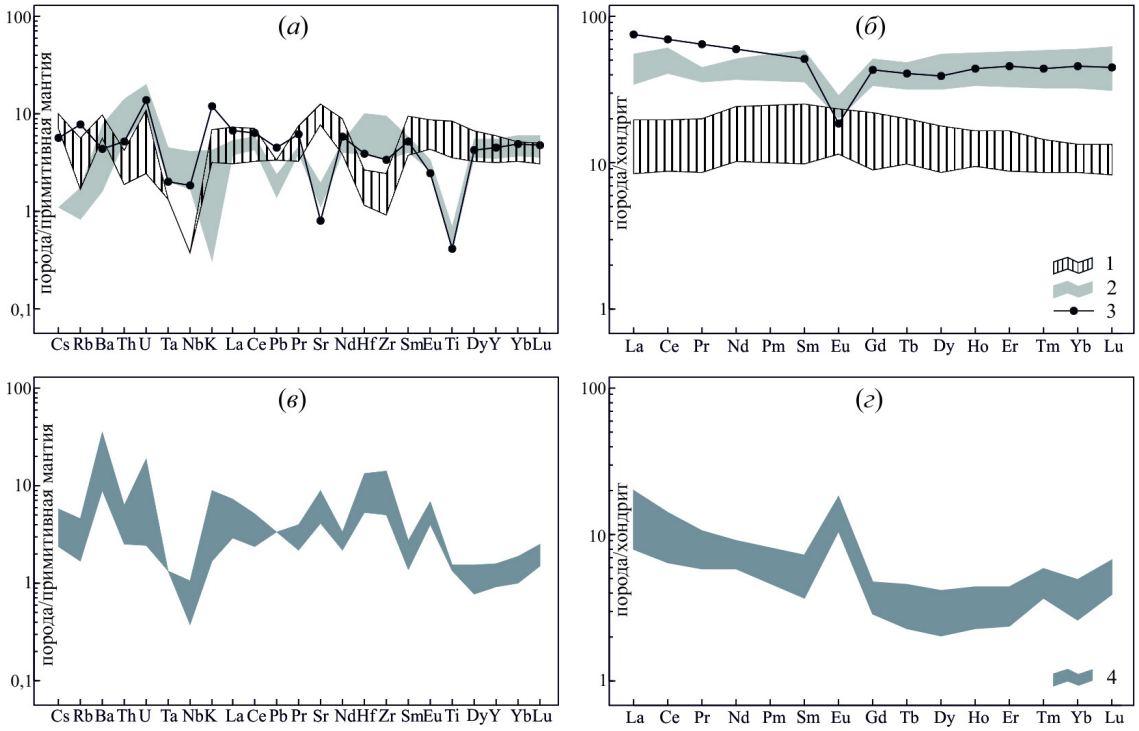
Амфиболиты образованы по базитам нормальной щелочности толеитовой серии (mg# 32–58, A/CNK 0.67–0.81). Величина Σ РЗЭ=23–51 г/т, фракционированность слабая ($(La/Yb)_N$ 0.93–1.39), Eu-минимум отсутствует (Eu/Eu*=0.99–1.21). Выпуклая структура распределения в области средних РЗЭ (рисунок, *б*) характерна для N-MORB, по сравнению с которыми содержание немобильных элементов, таких как Nb, Zr, Hf, на порядок ниже, а Th и РЗЭ – близки к среднему для N-MORB. На геодинамических диаграммах амфиболиты располагаются между полями вулканических дуг и N-MORB.

Биотитовые плагиогнейсы соответствуют низкокалиевым риолитам. Преобладают известковистые и метаглиноземистые (ASI 0.88–1.06) разности. Отмечаются положительные аномалии Th, U, Zr, отрицательные K, Ti, Ta, Nb, Pb, Sr, P (рисунок, *а*). По содержанию и структуре РЗЭ (Σ РЗЭ=94–138 г/т) они напоминают лейкоплагиограниты в краевой части Саракокшинского плутона **[2]**. Фракционированность РЗЭ слабая $(La/Yb)_N$ 0.67–1.40) и хорошо проявлен Eu-минимум (Eu/Eu*=0.50–0.73). По геохимическим параметрам геодинамическая обстановка формирования риолитов соответствует вулканическим дугам.

Гранитоиды содержат 50–55 % олигоклаза (An_{20-26}), mg#=11–22, глиноземистость по величине ASI около 1. Содержание K_2O 0.05–0.26 мас. % и отношение K_2O/Na_2O=0.02–0.06. На спайдерграммах (рисунок, *в, г*) отмечаются положительные аномалии Ba, U, Sr, Zr, Hf, Eu (Eu/Eu*=2.1–5.2). Характерна низкая Σ РЗЭ=14–25 г/т, умеренная фракционированность $(La/Yb)_N$ 2.9–4.2) при содержании Yb 0.44–0.84 г/т и повышенное отношение Sr/Y=13–37. Геологические и геохимические признаки указывают на анатектическое происхождение расплава. Положительная аномалия Eu часто отмечается в эндербитах. Она может быть следствием формирования гранитоидов в условиях метаморфизма, когда в субсолидусной фазе замещение плагиоклаза гранатом и амфиболом обогащало расплав Eu, а избыточный Eu входил в состав плагиоклаза кристаллизующихся анатектических плагиогранитов.

Sm-Nd изотопная система пород характеризуется высокими положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$=5.9–6.7 (таблица), указывающими на существенный вклад в источнике вещества океанической литосферы.

Преобладающие разности метаморфических пород были датированы U-Pb методом по циркону (SHRIMP II) в пяти пробах. Циркон из *габбро-амфиболитов* представлен мелкими



Мультиэлементные диаграммы для пород кебезенского комплекса. *а, б* – амфиболиты и плагиогнейсы; *в, г* – гранитоиды. *1* – амфиболиты и габбро-амфиболиты (три анализа); *2* – биотитовые плагиогнейсы (четыре анализа); *3* – лейкоплагиограниты в краевой части Саракокшинского массива **[2]**; *4* – гнейсоплагиограниты (три анализа).

изометрическими зернами с пятнистой зональностью в катодолюминесценции (CL). Среднее содержание U 364, Th 108 г/т, отношение Th/U=0.26. По результатам анализа 13 зерен получен конкордантный возраст 525±4 млн лет (СКВО 0.088), который интерпретируется как возраст метаморфизма пород.

Циркон из *плагиогнейсов* извлечь не удалось, однако *лейкоплагиограниты* в краевой части Саракокшинского массива, геохимически подобные плагиогнейсам, и, вероятно, комагматичные им, в двух пробах показали раннекембрийский конкордантный возраст: в одном случае по шести анализам магматического циркона возраст составил 541±11 млн лет (СКВО 0.091), в другом – по девяти анализам – 536±7 млн лет (СКВО 0.45) **[2]**.

По *гнейсоплагиогранитам* датированы две пробы. В обоих случаях циркон полигенный, но в CL выглядит по-разному. В первой пробе (3084) выделяются черные ядра, иногда с грубой зональностью окруженные тонкой (1–2 мкм) яркой каймой и затем более широкой оболочкой слабого свечения без зональности, что характерно для анатектического циркона. Наиболее древние значения в ядрах по пяти анализам 539–535 млн лет. В оболочках возраст 525–520 млн лет. Конкордантный возраст по 12 анализам составил 528±4 млн лет (СКВО 0.39) и указывает на время кристаллизации анатектического расплава, возможно несколько увеличенное за счет ядер циркона.

Изотопный состав самария и неодима в породах кебезенского комплекса

№ пп.	№ проб	Название породы	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd}(T)$
1	Р-1/19	Амфиболиты	1.56	4.678	0.2017	0.512999	6.7
2	5034-1	Габбро-амфиболиты	2.922	8.782	0.2012	0.512974	6.3
3	4174	Плагиогнейсы	7.365	21.51	0.2071	0.512978	5.9
4	3084	Гнейсоплагиограниты	2.403	6.497	0.2236	0.513054	6.3

П р и м е ч а н и е. Расчет величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ выполнен на возраст 530 млн лет.

Во второй пробе (3080) ядра зерен сложены темным цирконом с ритмичной зональностью магматического типа. Содержание U 411, Th 61 г/т, отношение Th/U=0.15. Оболочки яркого свечения – метаморфические. Содержание U 138, Th 21 г/т, отношение Th/U=0.15. Ближняя к ядру зона метаморфического циркона имеет более слабое свечение (серая в CL) и связана с этапом наиболее раннего метаморфизма. Встречаются самостоятельные зерна метаморфического циркона с характерной для гранулитового циркона зональностью «елочкой». По шести анализам ядер циркона получен конкордантный возраст 532±2 млн лет (СКВО 0.018). Метаморфические оболочки не образуют компактного кластера и растянуты вдоль линии конкордии от 535 до 500 млн лет, что обычно связано с длительным пребыванием пород в условиях высокоградного метаморфизма. При изучении геохимии циркона в точках определения возраста подтвержден метаморфический генезис положительной аномалии Eu в гнейсоплагиогранитах. Такая же положительная аномалия Eu установлена по пяти анализам метаморфического циркона из серых в CL зон вблизи магматических ядер, связанных с наиболее ранним этапом метаморфизма.

Протолиты кебенского метаморфического комплекса представлены раннекембрийскими осадочно-вулканогенными и плутоническими образованиями океанического? и островодужного генезиса с возрастом 541±11 – 532±3 млн лет. Возраст метаморфизма кебезенского комплекса (525±4 млн лет) связан с началом закрытия Палеоазиатского океана и процессами коллизии в западной части Алтае-Саянского региона. Он существенно древнее возраста мигматитов и метаморфизма на рубеже кембрия и ордовика в Телецко-Чулышманском метаморфическом поясе (484 ± 6 млн лет **[3]**) и в Южно-Чуйском хребте (491±6 млн лет **[4]**).

[1] *Крук Н.Н., Руднев С.Н., Шокальский С.П. и др.* Возраст и тектоническая позиция плагиогранитоидов Саракокшинского массива (Горный Алтай) // Литосфера. 2007. № 6. С. 137–146.

[2] *Гусев Н.И., Шокальский С.П., Гусев А.И.* Магматизм и меднопорфировое оруденение месторождения Кульбич, Горный Алтай // Региональная геология и металлогения. 2011. № 46. С. 85–97.

[3] *Каргополов С.А., Полянский О.П., Ревердатто В.В. и др.* Высокоградиентный метаморфизм и анатексис в Телецко-Чулышманском метаморфическом поясе (Горный Алтай): новые данные о возрасте и оценка P-T параметров // ДАН. 2016. Т. 471. № 2. С. 203–208.

[4] *Гусев Н.И.* Метаморфические комплексы Горного Алтая: вещественный состав и геохронология. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publ., 2013. 71 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 72–74

ФРАГМЕНТЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОФИОЛИТОВ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ В АККРЕЦИОННОМ КОМПЛЕКСЕ ТЕКТУРМАССКОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

К.Е. Дегтярев, Т.Ю. Толмачёва, А.А. Третьяков, М.В. Лучицкая

Москва, Геологический институт РАН, degtkir@mail.ru

В строении многих покровно-складчатых сооружений Центрально-Азиатского орогенного пояса участвуют фрагменты комплексов океанической коры и верхней мантии, входящие в состав разновозрастных офиолитовых разрезов, формирование которых происходило в различных геодинамических обстановках.

В палеозоидах Казахстана наиболее полные разрезы океанической литосферы известны в Джалаир-Найманской, Бощекульской, Майкаин-Кызылтасской, Тектурмасской и Северо-Балхашской зонах. Традиционно наиболее детально изученными являются самые верхние – кремнисто-базальтовые – части разрезов, возраст которых установлен по находкам конодонтов **[1–3]**. В то же время возраст плутонических частей офиолитовых разрезов, а также особенности состава магматических пород остаются слабоизученными, что не позволяет проводить обоснованные реконструкции обстановок формирования комплексов океанической литосферы.

Тектурмасская зона, расположенная в центральной части Центрального Казахстана, представляет собой сложное покровно-складчатое сооружение, которое протягивается в субширотном направлении более чем на 200 км при ширине 2–15 км. С севера она ограничена Нуринской, а с юга – Успенской зоной, сложенными среднепалеозойскими флишоидными и вулканогенно-осадочными толщами. В Тектурмасской зоне выделяется серия сложнодислоцированных тектонических покровов, надвинутых с юга на север и сложенных дезинтегрированными членами нескольких раннепалеозойских офиолитовых комплексов, включающих плутонические, вулканические и осадочные породы. В современной структуре пакеты тектонических пластин круто (40–70°) падают на север **[1, 5]**.

В последние годы для Тектурмасской зоны были получены новые геохронологические данные о возрасте плутонических пород различных офиолитовых комплексов, проведены новые сборы конодонтов в кремнистых породах и изучены геохимические особенности эффузивов, габброидов и плагиогранитов.

Ранее на основании возрастов кремнистых пород верхов офиолитовых разрезов, определенных по конодонтам, в Тектурмасской зоне были выделены две ассоциации **[4]**: Тектурмасская, фрагменты которой участвуют в строении южной части зоны, и Базарбайская, развитая на севере зоны.

Плутонические породы, объединяемые в Тектурмасскую ассоциацию, слагают разного размера блоки и глыбы в серпентинитовом меланже, среди которых наиболее распространены различные габброиды, габбро-долериты и долериты, гораздо реже встречаются пироксениты, габбро-пироксениты и плагиограниты. Вулканогенно-осадочные породы слагают самостоятельные пластины, которые подстилаются серпентинитовым меланжем и сложены базальтами с прослоями яшм, кремней и кремнистых туффитов (карамурунская свита), а также яшмами, кремнями и кремнистыми алевролитами (тектурмасская свита).

Для цирконов из плагиогранитов, слагающих небольшую (3×2 м) глыбу в серпентинитовом меланже в южной части Тектурмасской зоны, получена U-Pb оценка (SHRIMP II) возраста их кристаллизации 473±3 млн лет, соответствующая флоскому веку раннего ордовика. В прослоях кремнистых пород среди базальтов карамурунской свиты собраны конодонты *Periodon aculeatus* Hadding, *Drepanodus reclinatus* (Lindström), *Protopanderdus* sp. – виды широкого стратиграфического распространения, характерные для среднего и нижней части верхнего ордовика. Однако отсутствие в многочисленных и таксономически однообразных комплексах элементов рода Pygodus свидетельствует о формировании кремней свиты в интервале от нижней до средней части дарривильского яруса среднего ордовика. На основании этих данных возраст

Тектурмасской ассоциации может быть принят в интервале от середины раннего (флоский век) до середины среднего (середина даррувильского века) ордовика. В перекрывающих кремнистых породах тектурмасской свиты собраны конодонты зон Pygodus ancerinus и Periodon grandis, позволяющие датировать свиту верхами даррувильского – низами сандбийского века (конец среднего – начало позднего ордовика).

Геохимические особенности эффузивов карамурунской свиты свидетельствуют о их формировании в пределах спрединговых центров с излияниями обогащенных базальтов (E-MORB) или океанических островов. Среди плутонических пород основного состава, включаемых в Тектурмасскую ассоциацию, присутствует небольшое количество долеритов, которые по особенностям состава близки к вулканитам карамурунской свиты. Однако состав большей части пироксенитов, габбро и долеритов в южной части Тектурмасской зоны отличается от базальтов этой свиты и соответствует островодужным толеитам и известково-щелочным базальтам, формирующимся в надсубдукционных обстановках. Плагиограниты, развитые в южной части зоны, по распределению РЗЭ близки к базальтам карамурунской свиты, но отличаются повышенными суммарными содержаниями этих элементов и наличием отрицательной Eu-аномалии. Однако на дискриминационных диаграммах плагиограниты локализуются в поле гранитов вулканических дуг либо на границе полей гранитов вулканических дуг и океанических хребтов, что характерно для гранитоидов офиолитов надсубдукционного генезиса.

Таким образом, в Тектурмасскую ассоциацию входят комплексы нижнего и среднего ордовика, формировавшиеся как во внуриплитных, так и в надсубдукционных обстановках, объединение которых в одну ассоциацию вряд ли правомочно. Остается неизвестным возраст основных плутонических пород южной части зоны, также детально не изучены их геохимические особенности.

Базарбайская ассоциация отличается лучшей сохранностью разреза. В его видимых низах залегают мелко- и среднезернистые габбро, габбро-диориты и тоналиты мощностью не более 200 м, среди которых встречается большое количество даек основного, среднего и кислого состава. Выше количество даек увеличивается, часто присутствуют пакеты параллельных даек мощностью от 4–5 см до 3–5 м. Дайки в основном субпараллельны друг другу и конформны подошве базальтов либо подходят к ней под очень небольшими углами. Характерной особенностью является присутствие наряду с долеритами значительного количества даек среднего и кислого состава. Тоналиты и плагиограниты образуют скрины и мелкие тела в дайковых роях, а также слагают протяженное тело мощностью от 30–40 до 150–200 м на границе с базальтами. Гранитоиды часто имеют порфировую структуру, что свидетельствует о приповерхностной кристаллизации их значительной части. Плутонические породы по резкой границе сменяются базальтами и андезибазальтами с прослоями слоистых кремнистых туффитов (кузекская свита), которые перекрываются бурыми и вишневыми пеплистыми яшмами, кремнистыми туффитами и туфосилицитами, пепловыми туфами среднекислого состава (базарбайская свита).

Для цирконов из крупного тела плагиогранитов в верхах плутонической части Базарбайской ассоциации была получена U-Pb (SHRIMP II) оценка возраста их кристаллизации 452±4 млн лет. Из кремнистых туффитов кузекской свиты с помощью слабой плавиковой кислоты выделен комплекс конодонтов Pygodus anserinus (Lamont et Lindstrom), Periodon aculeatus Hadding, Cornuodus longibasis (Lindstrom), распространение которых ограничено верхами даррувильского яруса среднего ордовика – низами сандбийского яруса верхнего ордовика. На основании сопоставления геохронологических и биостратиграфических данных возраст становления Базарбайской ассоциации охватывает интервал 455–460 млн лет и соответствует концу среднего – началу позднего ордовика **[6]**. В перекрывающих кремнисто-туфогенных породах базарбайской свиты ранее были собраны конодонты *Periodon grandis* (Lamont et Lindström) и граптолиты, позволяющие считать, что ее накопление происходило в течение катийского яруса верхнего ордовика – лландоверийского яруса нижнего силура **[1]**. Эти данные были подтверждены находками конических форм конодонтов ? *Scabardella* sp.

Особенности состава эффузивов кузекской свиты свидетельствуют о их формировании в надсубдукционных обстановках – преддуговой или задуговой области. Состав плутонических пород основного состава, входящих в Базарбайскую ассоциацию, близок к вулканитам и соответствует островодужным толеитам. Состав даек среднего и кислого состава, а также плагиогранитов и тоналитов также свидетельствует о их надсубдукционном генезисе.

Таким образом, Базарбайская ассоциация объединяет комплексы самых верхов среднего и позднего ордовика, формирование которых происходило в надсубдукционных обстановках.

Структура Тектурмасской зоны образована тектоническими пластинами, сложенными фрагментами разновозрастных ассоциаций, которые формировались в различных геодинамических обстановках. Здесь совмещены разновозрастные (ранне- и среднеордовикские и средне- и позднеордовикские) надсубдукционные образования, формирование которых, вероятно, происходило в преддуговой области, и средне- и позднеордовикские внутриплитные комплексы, перемещенные из внутренних частей океанического бассейна, расположенных вдали от зон субдукции. Формирование аккреционной структуры в основном происходило в конце ордовика – начале силура, когда в связи с перемещением внутриплитных комплексов происходило образование мощных олистостромовых толщ (сарытауская свита), развитых в южной части Тектурмасской зоны **[1]**. Завершение становления покровной структуры этой зоны происходило уже на орогенном этапе – в конце палеозоя **[5]**.

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда (проект №19-17-00101).

[1] *Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская Л.А., Якубчук А.С.* Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 1992. Т. 67. Вып. 3. С. 60–76.

[2] *Новикова М.З., Герасимова Н.А., Курковская Л.А., Степанец В.Г., Якубчук А.С.* Стратиграфия нижнепалеозойских вулканогенно-кремнистых толщ Майкаин-Кызылтасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 1993. Т. 68. Вып. 6. С. 47–63.

[3] *Никитин И.Ф.* Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 6. С. 512–527.

[4] *Новикова М.З., Герман Л.Л., Кузнецов И.Е., Якубчук А.С.* Офиолиты Тектурмасской зоны // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Гылым, 1991. С. 92–102.

[5] *Якубчук А.С., Читалин А.Ф., Барабошкин Е.Ю.* Варисцийская тектоника Тектурмасской офиолитовой зоны // Геотектоника. 1989. № 5. С. 61–70.

[6] *Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X.* The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. 2013. V. 36. P. 199–204.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 75–76

РАННЕКЕМБРИЙСКИЙ ВЫСОКОКАЛИЕВЫЙ МАГМАТИЗМ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА (ЧЕКУРОВСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ, РОССИЯ)

Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, В.П. Ломыга

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

Раннекембрийские события являются одними из самых интригующих в истории Земли. Например, в это время зарегистрирована гиперактивность магнитного поля **[1]** и увеличение биоразнообразия организмов **[2]**. Основой для изучения раннекембрийских событий являются осадочные и магматические породы Северо-Восточной Сибири в месте, где Верхоянский орогенный пояс соединяется с Сибирским кратоном **[1–4]**.

В настоящей работе мы представляем новые данные о химическом и изотопном составе магматических пород, которые ранее не анализировались предшественниками **[3, 4]**. Изученные базиты собраны во время полевых работ 2017 года вдоль р. Нелегер (правый приток р. Лены) при пересечении Чекуровской антиклинали. Дайки и субпластовые тела (силлы) расположены в пределах неопротерозойских отложений нелегерской, хараютехской свит и раннекембрийской тюсерской свиты **[5]**. В основании тюсерской свиты находятся конгломераты с гальками риолитового состава. Цирконы из этой гальки датированы U-Pb методом (SHRIMP) независимо друг от друга в работах **[2]** и **[4]**. Полученные датировки 534.6±0.4 млн лет и 532.6±3.1 млн лет принимаются за возраст границы докембрия и кембрия. В предшествующих исследованиях **[3, 4]** анализировались в основном магматические породы, прорывающие осадочные комплексы неопротерозойского возраста. Только несколько образцов даек и силлов отобрано из раннекембрийских толщ. В нашем исследовании мы приводим данные для магматических тел, прорывающих раннекембрийские толщи, таким образом протягивая информацию в область, предположительно, более молодого эпизода магматизма.

Аналитическая работа проводилась с использованием оборудования ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН (г. Иркутск). Концентрации петрогенных компонентов и микроэлементов в образцах определены с помощью XRF и ICP-MS, соответственно. Для пробоподготовки использовалось сплавление с тетраборатом и метаборатом лития **[6]**. Изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{147}Sm/^{144}Nd$ получены ID-TIMS с использованием масс-спектрометра Finnigan MAT-262 в соответствии с процедурой, описанной в **[7]**.

На диаграмме TAS **[8]** магматические породы, прорывающие комплексы Чекуровской антиклинали, попадают в поля базальтов, трахибазальтов, тефритов и пикритовых базальтов. Концентрации SiO_2 варьируются от 41 до 51 мас. % при Na_2O+K_2O от 3.0 до 5.9 мас. %. Все породы относятся к высокотитанистому ряду, где TiO_2 от 2.4 до 6.5 мас. %. В отличие от предыдущих исследований **[3–5]**, некоторые из наших образцов имеют высокое содержание K_2O и классифицируются как абсарокиты, т.е. конечный член шошонитовой серии. Соотношение K_2O/Na_2O в этих породах колеблется от 4.4 до 18.0. Примечательно, что риолиты из конгломератовой гальки **[4]** также характеризуются высоким содержанием калия и могут быть классифицированы в качестве комендитов-пантеллеритов.

На диаграмме составов, нормированных к примитивной мантии, наиболее распространенные базальтовые породы характеризуются обогащенными спектрами, типичными для внутриплитных тектонических условий. Такие геохимические характеристики использовались в качестве одного из аргументов в пользу рифтогенной обстановки, приведшей к разрыву Южно-Таймырской и Западно-Верхоянской пассивной континентальной окраины **[3, 4]**. Абсарокиты характеризуются более дифференцированными спектрами микроэлементов с несколькими пиками и трогами на диаграммах нормирования к примитивной мантии. Независимо от принадлежности породы к той или иной серии (базальтовой – натровой или шошонитовой – калиевой), они показывают положительные значения εNd_t от +3 до +9. Значения εSr_t варьируются от –8 до

+67, со смещением в сторону более высоких значений для абсарокитов. Принимая во внимание, что абсарокиты характеризуются высокими концентрациями Sr (635–2143 г/т), их Sr-изотопные значения, вероятно, не изменены вторичными процессами, т. е. смещение в сторону более высоких значений εSr_t является характеристикой их мантийного источника.

Происхождение высококалиевых пород шошонитового ряда дискуссионно, хотя большинство исследователей считает, что они маркируют орогенные или посторогенные геодинамические обстановки. Если это так, то появление комендитов и пантеллеритов на докембрийско-кембрийской границе и абсарокитов в раннем кембрии свидетельствует о постепенном изменении тектонической обстановки Верхоянья от условий растяжения к сжатию.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10068).

[1] *Павлов В.Э., Пасенко А.М., Шацилло А.В., Паверман В.И., Щербакова В.В., Малышев С.В.* Систематика палеомагнитных направлений раннего кембрия северных и восточных районов Сибирской платформы и проблема аномального геомагнитного поля вблизи границы протерозоя и фанерозоя // Физика Земли. 2018. № 5. С. 122–146.

[2] *Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty Sh.M., Kolosov P.* Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science. 1993. V. 261. № 5126. P. 1293–1298.

[3] *Khudoley A.K., Prokopiev A.V., Chamberlain K.R., Ernst R.E., Jowitt S.M., Malyshev S.V., Zaitsev A.I., Kropachev A.P., Koroleva O.V.* Early Paleozoic mafic magmatic events on the easternmargin of the Siberian Craton // Lithos. 2013. V. 174. P. 44–56.

[4] *Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Koroleva O.V., Kazakova G.G., Lokhov D.K., Malyshev S.V., Zaitsev A.I., Roev S.P., Sergeev S.A., Berezhnaya N.G., Vasiliev D.A.* The Early Cambrian bimodal magmatism in the northeastern Siberian Craton // Russian Geology and Geophysics. 2016. V. 57. P. 155–175.

[5] *Олейников Б.В., Мащак М.С., Колодезников И.И., Копылова А.Г., Саввинов В.Т., Томшин М.Д., Тулаcынов Б.Н.* Петрология и геохимия позднедокембрийских интрузивных базитов Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1983. 206 с.

[6] *Pashkova G.V., Panteeva S.V., Ukhova N.N., Chubarov V.M., Finkelshtein A.L., Ivanov A.V., Asavin A.M.* Major and trace elements in meimechites – rarely occurring volcanic rocks: developing optimal analytical strategy // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis. 2019. V. 19. № 3. P. 233.

[7] *Ivanov A.V., Demonterova E.I., Savatenkov V.M., Perepelov A.B., Ryabov V.V., Shevko A.Y.* Late Triassic (Carnian) lamproites from Noril'sk, polar Siberia: Evidence for melting of the recycled Archean crust and the question of lamproite source for some placer diamond deposits of the Siberian Craton // Lithos. 2018. V. 296–299. P. 67–78.

[8] *Le Bas M.J., Streckeisen A.I.* The IUGS systematics of igneous rocks // Journal of the Geological Society. 1991. V. 148. P. 825–833.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 77–79

МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ПОЯС: ОТ БАССЕЙНА ДО ОРОГЕНА

И.М. Дербеко

Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, derbeko@mail.ru

Впервые о Монголо-Охотском орогенном поясе (МООП) упоминается в работе И.А. Полетика в 1866 году: «…величавая линия Сибирских золотоносных гор …занимает все южные части Сибири…и тянется перпендикулярно к берегу Тихого океана на одной параллели с Охотским морем между 50 и 60° широты». А через 60 лет знаменитый исследователь А.Е. Ферсман предложит называть эту структуру Монголо-Охотским металлическим поясом. Представления о строении МООП отражали уровень знаний, который соответствовал возможности изучения геологических объектов на тот период времени. Пояс рассматривался Н.А. Белявским с соавторами (1950) как геосинклинальная область, А.М. Смирновым (1963) – как складчато-глыбовая область. В 1970–1980 гг. образования восточного звена МООП (ВЗ МООП) были «рассортированы» на структурно-формационные зоны. При этом одни и те же разрезы толщ и свит различными авторами включались в различные зоны. В начале 90-х годов структурно-формационные зоны этого звена явились основой для выделения террейнов **[9]**. По настоящее время считается, что ВЗ МООП, сформировавшееся в юрское – раннемеловое время **[1]**, представлено коллажем фрагментов террейнов аккреционных призм: Тукурингра-Джагдинский, Ниланский, Галамский – палеозойские, Унья-Бомский, Ланской – палеозойские – раннемезозойские, Ульбанский – раннемезозойский. Возраст почти всех образований ВЗ МООП условен.

Тукурингра-Джагдинский террейн представлен среднепалеозойскими (?) океаническими образованиями алгаинской, гармаканской, теплоключесвской свит. Геохронологические (U-Th-Pb) данные детритовых цирконов из пород этих свит **[5]** показали, что верхняя возрастная граница формирования составляет: для протолита образований теплоключевской свиты около 243 млн лет, для гармаканской и алгаинской – 175 и 192 млн лет. Таким образом, осадконакопление в пределах Тукурингра-Джагдинского террейна продолжалось до конца нижней юры. При этом авторы **[5]** считают, что геохимические характеристики протолитов метаосадочных пород террейна сопоставимы с осадочными породами островных дуг и активных континентальных окраин. На северо-востоке террейна выделяются верхнекаменноугольные – нижнепермские отложения: джескогонская, нектерская, бочагорская свиты. Они характеризуются значениями Nd-модельного возраста, аналогичного возрасту пород теплоключевской, гармаканской и алгаинской свит **[6]**. Следовательно, присоединение террейна должно было произойти после окончательного завершения осадконакопления – в постсреднеюрское время. В строении Унья-Бомского террейна выделяются муяканская, нелская, курнальская и амканская свиты. В некоторых из них обнаружены фаунистические остатки верхнего триаса – нижней юры. Геохронологическими U–Th–Pb исследованиями детритовых цирконов из метаалевролита курнальской свиты **[7]** установлено, что разрушению подвергались образования с возрастом 195 млн лет. А наиболее молодые детритовые цирконы из метаалевролитов курнальской и амканской свит имеют возраст соответственно 207 и 212 млн лет. Следовательно, присоединение этого террейна должно было произойти после завершения осадконакопления – в постраннеюрское время. В строении Ниланского террейна выделяются среднепалеозойские (?), девонские, каменноугольные и пермские толщи, среди которых, наряду с преобладающими глинистыми, кремнисто-глинистыми осадками и зеленокаменно-измененными базальтами, присутствуют горизонты турбидитов. Девонский и нижнекаменноугольный возраст установлен по остаткам в известняках фораминифер, кораллов, брахиопод и криноидей, аналогичных широко распространенным в Монголо-Охотской провинции Центральной Азии **[3]**. Среди отложений верхнекаменноугольного флиша найдены единичные остатки криноидей и ангарской флоры. Полевые исследования А.И. Буханченко (1988) показали, что нижнекаменноугольные известняки образуют олистолиты, погруженные в глинистый матрикс, охарактеризованный юрскими (!) радиоляриями. Есть факты ассоциации зеленокаменно-измененных базальтов и известняков, содержащих раннепермские и позднепермские конодонты. По-

роды несут следы интенсивной тектонической переработки: рассланцевание, метаморфизм до зеленосланцевой фации. Высказывалось мнение **[9]**, что Ниланский террейн по возрасту слагающих пород и вещественному составу является аналогом Тукурингра-Джагдинского террейна, что это разобщенные фрагменты некогда единого аккреционного комплекса. В строении Ланского террейна выделяются турбидитовые толщи с пластами яшм, базальтов, их туфов, диабазов, известняков. Терригенные отложения содержат остатки кораллов, брахиопод, криноидей, мшанок, аналогичных тем, что широко распространены в Монголо-Охотской провинции Центральной Азии **[3]**. Исследователи территории описывают наличие олистостром: олистолиты песчаников, алевролитов, известняков в алевропелитовом матриксе. Надо отметить, что вся обнаруженная фауна содержится исключительно в турбидитах. Учитывая сложное тектоническое строение, можно предположить, что Ланской террейн – это зона меланжа, которая в северо-восточной части с резким угловым несогласием перекрыта морскими толщами нижней и средней юры. Ульбанский террейн сложен преимущественно аркозовыми турбидитами ранне- и среднеюрского возраста, с несогласием перекрытыми аналогичными образованиями келловейского (около 160 млн лет) возраста **[1]**. Среди турбидитов присутствуют горизонты океанических кремнистых пород и вулканитов основного состава. Олистолиты, заключенные в турбидитовом матриксе, представлены преимущественно кембрийско-нижнеордовикскими известняками и кремнисто-терригенными породами с прослоями вулканитов основного состава.

На геофизическом профиле **[11]** читается, что в строении пояса плутонические образования пиканского комплекса выполняют как борта, так и (возможно) его основание. По своим вещественным характеристикам эти породы представляют офиолитовую ассоциацию среднего ордовика – границы силура–девона **[10]**. По данным горных выработок и полевым наблюдениям автора установлено, что в теле пояса широко развиты «просечки» серпентинитов. Это говорит о наличии чешуйчато-надвиговой структуры и сложной тектонической картине строения пояса.

По имеющимся палеомагнитным оценкам, ширина океана на рубеже перми и триаса могла достигать 2000 км **[8]**. Незначительно уменьшилась она и к концу юры – 160–150 млн лет **[12]**. Следовательно, до начала масштабных магматических событий – конец поздней юры – существовал Монголо-Охотский бассейн: осадконакопление происходило по всему бассейну и продолжалось до средней юры. А в конце поздней юры – раннем мелу в обрамлении ВЗ МООП формируются континентальные вулканоплутонические комплексы с характеристиками пород, сопоставимых с надсубдукционными образованиями **[4]**. Отсюда следует, что «скучивание» такого количества террейнов в относительно короткий промежуток времени маловероятно, что ставит под сомнение теорию террейнового строения ВЗ МООП.

Основанием Монголо-Охотского бассейна является палеозойская (средний ордовик – силур – девон) океаническая кора. Накопление океанических осадков продолжалось до конца нижней юры на западе. По мере закрытия бассейна с запада на восток происходило смещение времени осадконакопления, которое на востоке завершилось в средней юре. Сложная тектоническая обстановка, созданная сближением двух кратонов: Сибирского и Северо-Китайского, явилась причиной образования чешуйчато-надвигового строения пояса с протрузивным выведением на поверхность основания пояса – палеозойской океанической коры или образований пиканского комплекса. Можно предположить, что океанический бассейн этого времени заложения является основанием всего МООП, включая его западное и восточное звено. На это указывают «находки фрагментов океанической коры ордовикского и силурийско-девонского возраста во многих местах Центральной и Северной Монголии и Центрального и Восточного Забайкалья. Офиолитовые фрагменты вскрываются в приразломных зонах, среди складчато-покровных структур, включающих осадочно-метаморфические блоки» **[2]**.

[1] *Геодинамика, магматизм и металлогения востока России* / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

[2] *Гордиенко И.В., Метелкин Д.В., Ветлужских Л.И.* Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения Амурского микроконтинента (в печати). http://www.sibran.ru/upload/iblock/2dc/2dc000eb8259e5e96232d2ac5f22d670.pdf.

[3] *Грацианова Р.Т., Шишкина Г.Р.* Особенности палеобиогеографии материков и морей девона (по данным изучения брахиопод) // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты биофации. М.: Наука, 1982. С. 27–45.

[4] *Дербеко И.М.* Магматизм как показатель синхронных геодинамических событий в обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса // Материалы L Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. Т. 1. С. 142–146.

[5] *Заика В.А., Сорокин А.А., Ксу Б. и др.* Геохимические особенности и источники метаседиментации западной части Тукурингрского террейна Монгольско-Охотского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 2. С. 38–58.

[6] *Заика В.А., Сорокин А.А., Ковач В.П.* Источники и области сноса верхнепалеозойских метаосадочных пород Джагдинского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1331–1338.

[7] *Заика В.А., Сорокин А.А., Ковач В.П. и др.* Возраст и источники нижнемезозойских метаосадочных пород Унья-Бомского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U–Th–Pb геохронологических (La–ICP–MS) и Sm–Nd изотопных исследований // ДАН. 2019. Т. 484. № 4. С. 455–459.

[8] *Кравчинский В.А., Сорокин А.А.* Палеомагнетизм девонских отложений Ольдойского террейна // ДАН. 2001. Т. 376. № 6. С. 789–793.

[9] *Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О.* Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.

[10] *Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Раннепалеозойские габбро-гранитоидные ассоциации восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса (Приамурье): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 3. С. 3–21.

[11] *Шевченко Б.Ф., Попеко Л.И., Диденко А.Н.* Тектоника и эволюция литосферы восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 667–682.

[12] *Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Kazansky A.Yu. et al.* Late Mesozoictectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // Gondwana Research. 2010. Т. 18, № 2–3. P. 400–419.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2019. Выпуск 17. С. 80–81

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ В СЕВЕРНОЙ КОРЕЕ В 2006–2017 ГОДАХ

А.А. Добрынина[1, 2], В.А. Саньков[1, 3], В.В. Чечельницкий[4]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dobrynina@crust.irk.ru
[2] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dobrynina@crust.irk.ru
[3] Иркутск, Иркутский государственный университет, sankov@crust.irk.ru
[4] Иркутск, Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, chechel@crust.irk.ru

В работе представлены результаты исследования сейсмических характеристик шести северокорейских подземных ядерных взрывов, произведенных в 2006–2017 гг. на полигоне Пунге Ри. Все взрывы локализованы на сравнительно небольшой площади, ~6×10 км, что дает возможность сравнить характеристики излучения взрывов между собой, не принимая во внимание различное влияние среды в окрестностях очагов.

Подземное ядерное испытание 9 октября 2006 г. (01:35 UT). Первый взрыв по данным разных агентств имел магнитуду от 2.9 до 4.3. Решение тензора сейсмического момента показало преобладание компоненты объемного расширения в очаге (55 %), в то время как компонента DC (двойная пара сил в источнике), характерная для землетрясений, выражена слабо **[1]**. Отличие от «чистого» взрыва может быть обусловлено действием вторичных тектонических источников, разрушением при растяжении на глубине и анизотропией среды. Спектральный анализ сейсмограмм показал, что для этого взрыва характерно излучение Р-волн в диапазоне от 3.48 до 6.09, поверхностных волн – от 0.30 до 0.45 Гц на расстояниях от 371 до 521 км. На телесейсмических расстояниях удалось измерить частоту Р-волны только на одной станции (ENH, Δ=2139 км). Второй взрыв, 25 мая 2009 г. (00:54 UT), имел магнитуду от 3.2 до 4.8. Решение тензора сейсмического момента также показало преобладание компоненты объемного расширения в очаге (~60 %) **[2]**. Максимум излучения продольных волн приходится на диапазон 2.52–5.70 Гц, поверхностных – 0.09–0.35 Гц на расстояниях до 2244 км. Магнитуда третьего взрыва, 12 февраля 2013 г. (02:58 UT), варьируется в пределах от 3.6 до 5.1. Тензор сейсмического момента складывается из изотропной компоненты (51 %), двойного диполя (35 %) и линейного векторного диполя (14 %) (по данным IRIS, http://www.iris.edu). Частота Р-волн – 1.39–5.13 Гц, поверхностных – 0.03–0.22 Гц. Четвертый взрыв, 6 января 2016 г. (01:30 UT), имел магнитуду от 3.8 до 5.1 по разным волнам. Для этого взрыва определена максимальная изотропная компонента – 63 %, доля двойного диполя незначительна (1 %), и 36 % приходится на линейный векторный диполь **[1]**. Для продольных волн частота излучения колеблется от 1.60 до 5.32 Гц, для поверхностных – в пределах 0.08–0.46 Гц. Для пятого взрыва, 9 сентября 2016 г. (00:30 UT), магнитуда меняется от 4.2 до 5.3, частота Р-волн в пределах 0.97–4.00 Гц, волн Рэлея – от 0.08 до 0.55 Гц.

Последний, самый сильный, взрыв, 3 сентября 2017 г. (03:30 UT), имел магнитуду от 4.9 до 6.5 по данным разных агентств. Из всех взрывов, этот имеет наименьшую изотропную компоненту – 42 %, двойной диполь – 34 % и линейный векторный диполь – 24 % **[3]**. Частота излучения продольных волн составляет 0.20–3.20 Гц, волн Рэлея – 0.05–0.45 Гц. Через 8 минут после взрыва на расстоянии 7 км к юго-востоку от эпицентра произошло землетрясение тектонической природы (афтершок) с магнитудой 3.2–4.1 (время в очаге 03:38:29.64, координаты 41.2835 с.ш., 129.062 в.д., глубина 4 км). Механизм очага землетрясения представляет собой взброс с небольшой сдвиговой компонентой, одна из нодальных плоскостей пологая, меридионального простирания, вторая – крутая, СЗ-ЮВ простирания. Моментная магнитуда афтершока оценивается в 4.47 **[3]**. Из-за наложения волн от взрыва на запись землетрясения мы не стали оценивать спектральные характеристики его афтершока.

Сравнительный анализ волновых форм взрывов на ближайшей к испытательному полигону станции MDJ (~370 км к северу) показал, что, несмотря на большое внешнее подобие записей, для отдельных событий наблюдаются свои особенности. Так, например, для первого

взрыва 2006 г. наиболее хорошо выражены поперечные S-волны, что видно также и на СВАН-диаграмме. Для взрывов 2006, 2009 и 2013 гг. максимум излучения приходится на продольные волны, в то время как поверхностные волны хоть и видны, но имеют малую амплитуду. Интересно, что для взрыва 25 мая 2013 г. отраженная волна Pn имеет более высокую амплитуду и частоту, чем прямая Pg-волна. Для двух взрывов 2016 г. заметно возрастает доля излучения поверхностных волн. И для взрыва 2017 г. максимум излучения приходится на поверхностные волны. В целом, можно отметить увеличение вклада поверхностных волн с ростом мощности взрыва. Наблюдается также тренд к понижению частоты колебаний Р-волн с ростом энергии взрыва.

Для взрыва 2017 г. получено 70 измерений частоты для Р-волн и 53 – для поверхностных волн, что дает возможность оценить зависимость частоты от расстояния и азимута, а также оценить ее пространственные вариации. Частота и продольных и поверхностных волн уменьшается с увеличением эпицентрального расстояния по степенному закону. Для Р-волны наблюдается также локальный максимум в области 200°, а для поверхностных волн – два максимума: около 200° и 50°.

Пространственное распределение частоты излучения сейсмических волн показало две тенденции: (1) низкочастотное излучение наблюдается на периферии рассматриваемой области, (2) частота меняется неравномерно в разных азимутах относительно эпицентра взрыва. Известно, что изменение (уменьшение) частоты колебаний с расстоянием связано с более быстрым затуханием высокочастотных сейсмических волн по сравнению с низкочастотными. Это объясняется быстрым рассеиванием и поглощением сейсмических волн на механических неоднородностях среды разного порядка – от мелких трещин до зон крупных структурообразующих разломов и границ тектонических блоков. Анализ пространственного распределения частоты показывает, что частота продольных и поверхностных волн быстро спадает в восточном, юго-восточном и юго-западном направлениях от эпицентра, что связано с прохождением сейсмических волн в базифицированной утоненной коре впадины Японского моря и Восточно-Китайской рифтовой системы. В этом же направлении наблюдается большой контраст свойств земной коры, характерной для переходных зон. В направлении же внутренних частей континентального массива изменение частоты колебаний происходит существенно медленнее.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ и правительства Иркутской области в рамках научного проекта 17-45-388088_р–а.

[1] *Dreger D.S., Ford S., Walter W.* Identifying isotropic events using an improved regional moment tensor inversion technique. Final Scientific/Technical Report for DE-FC52-06NA27324. 2016.

[2] *Ford S.R., Dreger D.S., Walter W.R.* Source analysis of the Memorial Day explosion, Kimchaek, North Korea // Geophysical Research Letters. 2009. V. 36. L21304. doi:10.1029/2009GL040003.

[3] *Wang T., Shi Q., Nikkhoo M., Wei S., Barbot S., Dreger D., Bürgmann R., Motagh M., Chen Q.F.* The rise, collapse, and compaction of Mt. Mantap from the 3 September 2017 North Korean nuclear test // Science. 2018. V. 361. P. 166–170.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 82–83

МЕТАПЕРИДОТИТЫ В ЭКЛОГИТАХ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

К.А. Докукина[1], А.Н. Конилов[1, 2], В.И. Пожиленко[3], К.В. Ван[2]

[1] Москва, Геологический институт РАН, dokukina@mail.ru
[2] Черноголовка, Институт экспериментальной минералогии РАН
[3] Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН

Тела эклогитов Беломорской эклогитовой провинции пространственно и структурно приурочены к активной окраине Кольского палеоконтинента и размещены в мигматизированных ТТГ гнейсах. Протолит эклогитов Салмы представлял собой расслоенный комплекс переслаивающихся габбро, Fe-Ti габбро и габбро-норитов и был сформирован 2.9 млрд лет назад в процессе эволюции медленно-спредингового хребта, подобного современному Юго-Западному Индийскому хребту **[4]**.

Среди эклогитов Салмы изучены мантийные породы, представленные хлоритизированными и карбонтизированными (доломит и кальцит) гарцбургитами с приуроченными к ним гранат-пироксеновым прослоями.

Гарцбургиты имеют в своем составе оливин (#Mg 0.84–0.83), ортопироксен (#Mg 0.84–0.83), хромистую шпинель (#Mg 0.14–0.19, #Cr 0.50–0.51, TiO_2 1.22–1.65 вес. %), доломит, серпентин с магнетитом, хлорит. В линейных областях проработки флюидом по породе развивается дендровидный агрегат клинопироксена и кальцит. Гранат-пироксеновые прослои сильно амфиболизированы. В неизмененных разновидностях представлены пиропистым гранатом ($Alm_{37}Prp_{40}Grs_{17}Sps_6$), магнезиальным клинопироксеном (#Mg 0.85–0.88) и в редких случаях ортопироксеном (#Mg 0.68–0.76). Шпинель в данных породах характеризуется меньшим содержанием хрома и высокой магнезиальностью (#Mg 0.58–0.64, #Cr<0.1).

Гарцбургиты характеризуются наиболее высокой магнезиальностью (#Mg 0.84–0.89) относительно всех остальных основных и кислых пород в ассоциации эклогитов Салмы и низкими содержаниями кремнезема (SiO_2 35–46 вес. %). Гранатовые пироксениты имеют базитовый состав (SiO_2 45–50 вес. %) и высокую магнезиальность (#Mg 0.62–0.77). В.И. Пожиленко обозначил метаперидотиты как метакоматииты и получил в них U-Pb возраст 2778±4 млн лет **[1]**.

Гипербазиты, гранатовые пироксениты и эклогиты присутствуют в одних и тех же обнажениях и, судя по всему, генетически связаны и эволюционировали совместно в пределах архейской континентальной окраины.

Гипербазиты (по крайней мере часть гипербазитов – гидратированные и карбонатизированные гарцбургиты) представляют собой породы метасоматизированной мантии, которые могли формироваться в надсубдукционных условиях, о чем свидетельствует их тесная пространственная связь с эклогитами, сформированными по коре океанического типа. На достаточно глубинный уровень формирования этих мантийных пород указывает распространенная в породе хромистая шпинель. Гранатовые пироксениты в таком случае могут представлять собой остаточные или кумулусные образования от плавления пород мантийного клина в надсубдукционных условиях. С другой стороны, не исключено, что исследованные мантийные породы являются метаморфизованными ультраосновными членами нижних горизонтов офиолитового разреза мезоархейской океанической коры океана Салма.

Взаимоотношения между гарцбургитами и гранатовыми пироксенитами предполагают возможность генетической связи между этими двумя породами, которая может отвечать модели, сформулированной в работе **[3]**, частично решающей проблему парадокса андезитового состава коры континентального типа. Суть процесса – формирование из расплавов базальтового состава, сформированных в результате частичного плавления метасоматизированной мантии, континентальной коры андезитового состава путем удаления плотных гранатовых пироксенитов (арклогитов), сформированных при метаморфизме нижнекоровых кумулатов фракционированных базальтовых расплавов во время образования континентальной дуги **[3]**. Взаимоотно-

шения между гидратированными и карбонатизированными гипербазитами, эклогитами и ТТГ гнейсами также не исключают модель формирования континентальной коры, предложенную в **[2]**, в которой андезитовые расплавы отделяются от океанического слэба, погружавшегося в зону субдукции, и реагируют с вышележащим мантийным клином.

[1] *Пожиленко В.И., Баянова Т.Б., Богачев В.А., Гоголь О.В., Кощеев О.А., de Jong K., Rex D., Timmerman M.J., Daly J.S.* Уточнение геотектонической природы и возраста раннедокембрийских процессов и пород по изотопным данным (Кольский регион, Балтийский щит) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2000. С. 268–271.

[2] *Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.* One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on Geochemistry. V. 3 / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. New York: Elsevier, 2003. P. 593–659.

[3] *Lee C.-T.A., Morton D.M., Kistler R.W., Baird A.K.* Petrology and tectonics of Phanerozoic continent formation: From island arcs to accretion and continental arc magmatism // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 263. P. 370–387.

[4] *Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N.* The Meso-Neoarchaean Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 561–584.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 84–85

СУБДУКЦИЯ СПРЕДИНГОВОГО ХРЕБТА, СОПУТСТВУЮЩИЙ МАГМАТИЗМ И ДЕФОРМАЦИИ НА ПРИМЕРЕ ГРИДИНСКОГО РОЯ ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫХ МАФИЧЕСКИХ ДАЕК, ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

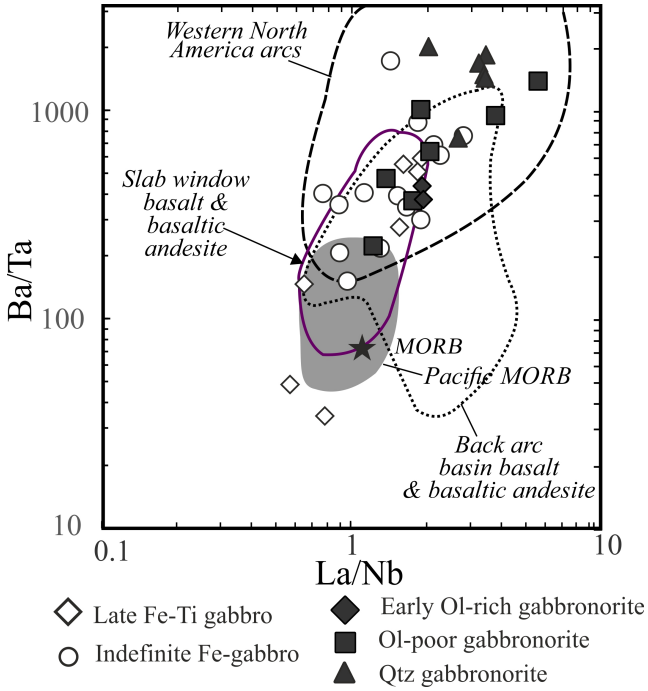
К.А. Докукина, М.В. Минц

Москва, Геологический институт РАН, dokukina@mail.ru

Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция Фенноскандинавского щита включает эклогиты, сформированные в результате субдукции океанической литосферы (ассоциация Салма) и эклогитизированные мафические дайки (ассоциация Гридино) **[2, 5]**. Гридинский рой мезоархейских (2.87–2.82 млрд лет) эклогитизированных мафических даек входит в состав Беломорской эклогитовой провинции на востоке Фенноскандинавского щита. Дайки приурочены к северо-восточной границе Беломорского аккреционно-коллизионного орогена и пересекают активную окраину Кольского кратона. Дайки последовательно испытали метаморфизм в условиях эклогитовой, гранулитовой и амфиболитовой фаций **[2]**. Морфология даек, их соотношение с вмещающими породами и оценки PT-условий консолидации мафической магмы предполагают внедрение даек в условиях хрупких деформаций на глубине, не превышающей 9–15 км. Исследование Гридинского роя позволяет проследить последовательные этапы эволюции магматизма активной континентальной окраины архейского возраста, сочетающей в себе эпизоды надсубдукционного магматизма и магматизма, связанного с раскрытием субдукционного окна, возникающего при погружении срединно-океанического хребта. Большинство даек железистых, обогащенных титаном габбро имеет геохимические характеристики MORB и внутриплитных океанических базальтов. Высокие содержания TiO_2 (1.0–2.5 вес. %) в сочетании с низкими отношениями Ba/Ta и Th/Yb (рисунок) указывают на то, что базальтовые магмы были сформированы из обедненного субоокеанического мантийного источника при низкой степени частичного плавления **[1]**. Дайки магнезиальных, обогащенных хромом габброноритов имеют геохимические характеристики магм активных континентальных окраин: пониженные содержания TiO_2 (0.4–1.3 вес. %) и высокие отношения Ba/Ta и Th/Yb (рисунок) указывают на плавление метасоматизированной в надсубдукционных условиях субконтинентальной мантии **[1]**.

Избыточное давление в зоне субдукции разрешилось сейсмогенными деформациями с формированием системы компрессионных взбросо-сдиговых структур (системы тектонического брекчирования) и псевдотахилитов **[3]**. Температуры в коре при деформации были ограничены 350–450 °C, характеризующими переход физических свойств кварц-полевошпатовых пород от хрупких к пластичным на глубинах, не превышающих 10–15 км. Компрессионные напряжения были сняты за счет растягивающих усилий погружающегося спредингового центра и формирования субдукционного окна, существовавшего в период 2.87–2.82 млрд лет. Раскрытие субдукционного окна вызвало апвеллинг безводной мантии, что привело к появлению базитовых расплавов MORB-типа **[4]**. На флангах расширяющегося окна в результате плавления метасоматизированной обводненной мантии возникли базальтовые расплавы островодужного типа. Конфигурация и условия миграции хребта в зоне субдукции определяли смену условий внедрения, состав и последовательность внедрения мафических расплавов в породы континентальной окраины. Около 2.82 млрд лет субдукционные процессы завершились коллизией континентальных масс, расслоением коры активной окраины и субдукцией тектонических пластин нижней части коры активной окраины с достижением P-T условий эклогитовой фации между 2.82 и 2.74 млрд лет **[3]**.

В первом варианте тектонической модели Беломорской эклогитовой провинции **[5]** обсуждалась плоская субдукция океанической литосферы под активную континентальную окраину Кольского континента без формирования мантийного клина. Субдукция, зафиксированная эклогитами Салмы (сформированными по океаническим породам), была значительно теплее,



Дискриминационная диаграмма Ba/Ta vs La/Nb по [1] для мафических эклогитизированных даек ассоциации Гридино, Беломорская эклогитовая провинция.

чем известные примеры современной «теплой» субдукции, и была названа «горячей субдукцией» **[5]**. Геохимические и геохронологические данные по эклогитам из ассоциаций Салма и Гридино позволили нам представить формирование роя эклогитизированных даек с возрастом протолитов 2.85–2.82 Ga как результат инъекции мафической магмы в породы Кольской активной окраины при погружении медленно-спредингового океанического хребта **[5]**.

Последняя модель учитывает новые геологические, химические и петрологические данные. Существенным отличием последней модели от предыдущей является формирование мантийного клина, при плавлении которого возникает типичный дуговой магматизм. Новая модель учитывает формирование (1) мезо-неоархейских ТТГ комплексов (включающих блоки субдукционных эклогитов), имеющих геохимические характеристики от андезита до адакита, которые обычно связывают с плавлением субдуцирующей океанской плиты; (2) Mg и Cr-обогащенных даек габбро-норитов, интерпретируемых как продукты высокой степени плавления мантийного клина; (3) даек Fe-Ti габбро как продукты магматизма субдукционного окна **[3]**. Эклогитовый метаморфизм даек Гридино 2.82–2.78 млрд лет назад объясняется расслаиванием коры на активной окраине и последующей субдукцией отдельных слоев коры активной окраины.

[1] *Cole R.B., Stewart B.W.* Continental margin volcanism at sites of spreading ridge subduction: Examples from southern Alaska and western California // Tectonophysics. 2009. V. 464. P. 118–136.

[2] *Dokukina K.A., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mints M.V., Van K.V., Natapov L.M., Belousova E.A., Simakin S.G., Lepehina E.N.* Archaean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in the Gridino area, Fennoscandian shield: Geochronological evidence // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 585–613.

[3] *Dokukina K., Mints M.* Subduction of the Mesoarchaean spreading ridge and related metamorphism, magmatism and deformation by the example of the Gridino eclogitized mafic dyke swarm, the Belomorian Eclogite Province, eastern Fennoscandian shield // Journal of Geodynamics. 2019. V. 123. P. 1–37.

[4] *Gorton M.P., Schandl E.S.* From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks // Canadian Mineralogist. 2000. V. 38. P. 1065–1073.

[5] *Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N.* The Meso-Neoarchaean Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 561–584.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2019. Выпуск 17. С. 86–87

СТАНОВЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ ЮЖНОЙ – ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

Т.Д. Донская[1], Д.П. Гладкочуб[1], А.М. Мазукабзов[1], В.Б. Хубанов[2], З.Л. Мотова[1]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, tatiana_donskaya@mail.ru
[2] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

Формирование Сибирского кратона в качестве единой структуры имело место в раннем протерозое на временном интервале 2.00–1.85 млрд лет **[1–3]**, причем становление структуры кратона происходило в течение нескольких этапов **[4]**. Одними из последних на временном интервале 1.90–1.87 млрд лет в структуру кратона вошли породы его южной и юго-западной части, выходы которых представлены в Ангаро-Канском, Бирюсинском и Шарыжалгайском выступах фундамента. Доказательством позднего вхождения в структуру Сибирского кратона пород его южной и юго-западной части является тот факт, что в раннем протерозое до рубежа 1.9 млрд лет в террейнах этих частей кратона не фиксируется ни метаморфических, ни магматических комплексов пород.

Для подтверждения выводов о более позднем вхождении террейнов южной – юго-западной части Сибирского кратона в единую структуру кратона были проведены исследования цирконов из метаморфических пород Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов фундамента Сибирского кратона. U-Pb изотопный анализ циркона выполнен методом лазерной абляции в ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» Геологического института СО РАН по методике, описанной в **[5]**.

В Бирюсинском выступе, в бассейне р. Тагул, для геохронологических исследований была отобрана проба биотит-амфиболового гнейса, относимого к лидинскому метаморфическому комплексу (проба 17102). Выделенные цирконы из этой пробы представляют собой единую популяцию. Всего из этой пробы было проанализировано 97 зерен циркона, из которых только шесть оказались дискордантными. Для 91 зерна циркона был рассчитан средневзвешенный $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст, который составил 1898±9 млн лет (СКВО=0.99).

В Шарыжалгайском выступе, в районе пос. Листвянка, была отобрана проба мигматизированного биотитового гнейса (проба 1811). В этой пробе было проанализировано 110 зерен циркона. В результате исследований большая часть цирконов была объединена в два возрастных «конкордантных» кластера. Для 13 зерен циркона «древнего» кластера был рассчитан средневзвешенный $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст, который составил 2858±24 млн лет (СКВО=1.3), а для 71 зерна циркона «молодого» кластера был получен средневзвешенный $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст, равный 1876±9 млн лет (СКВО=1.04). Остальные зерна циркона обнаруживают значения возраста во временном интервале между отмеченными выше значениями либо являются дискордантными.

Проведенные исследования еще раз подтвердили, что основные события в южной – юго-западной части Сибирского кратона имели место после временного рубежа 1.9 млрд лет, в отличие от других частей Сибирского кратона, где к этому рубежу основные метаморфические и магматические события уже завершились. Полученный несколько более древний возраст по метаморфическим породам Бирюсинского блока показывает, что первым раннепротерозойским событием в рассматриваемой части кратона является, вероятно, коллизия Бирюсинского и Шарыжалгайского блоков, которая завершилась коллапсом сформированного в ходе этого события орогена. На следующем этапе эволюции южной – юго-западной части кратона произошло вхождение в общую структуру кратона крупного блока, включающего в себя Бирюсинский, Шарыжалгайский блоки, Урикско-Ийский грабен, а также, по всей видимости, породы Ангаро-Канского выступа. Полученные значения возраста по пробе мигматизированного биотитового гнейса Шарыжалгайского выступа подтверждают этот вывод. Начиная с рубежа 1.87 млрд лет структуру всего Сибирского кратона можно считать полностью сформированной.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00764).

[1] *Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.

[2] *Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К.* Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12–26.

[3] *Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Natapov L.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Sklyarov E.V.* Siberian craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // Episodes. 2006. V. 29. № 3. P. 169–174.

[4] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Лепехина Е.Н.* Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов Голоустенского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 587–606.

[5] *Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А.* U-Pb изотопное датирование цирконов из Pz_3-Mz магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 88–90

ГРАНИТОИДЫ ОЛЕКМИНСКОГО КОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: U-Pb LA-ICP-MS ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПО ЦИРКОНАМ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПО Sm-Nd ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

С.И. Дриль[1], В.П. Ковач[2], Д.А. Бельков[1], А.М. Ларин[2], К.-Л. Ванг[3], С.А Сасим[4], Д.А. Григорьев[1]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, sdril@igc.irk.ru
[2] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
[3] Тайпей, Тайвань, Институт наук о Земле, Академия Синика
[4] Иркутск, Иркутский государственный университет

Возрастные рамки и «объем» олекминского комплекса являются предметом дискуссии. Первые представления о раннепалеозойском возрасте пород комплекса основывались на характере геологических соотношений интрузий и пород вмещающей рамы, а также на результатх K-Ar датирования. Имеющиеся в настоящее время Rb-Sr и U-Pb геохронологические данные представлены в нескольких публикациях **[1–3]**.

На данном этапе изученности можно с уверенностью констатировать, что среди гранитоидов олекминского комплекса, маркирующих южную границу Западно-Станового террейна Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП), выделяются не менее двух возрастных уровней. Первоначально позднепалеозойские изотопные возрасты для пород комплекса были определены как для пород западной части ареала интрузий – 343–318 млн лет, так и для юго-восточной его части – 319 млн лет **[1]**. Позднепалеозойские возрастные оценки были подкреплены в дальнейшем U-Pb геохронологическими исследованиями цирконов из гранитоидов северо-восточной части интрузивного ареала, которые выявили возраст 355–358 млн лет **[2, 3]**. Кроме того, этими исследованиями в западной части ареала были выявлены граниты с возрастом 237 млн лет, что соответствует раннему мезозою.

Таким образом, современными геохронологическими исследованиями выяснено, что в рамках олекминского гранитоидного комплекса объединены существенно разновозрастные образования. Подобная временная неоднородность интрузивных образований определяет необходимость продолжения геохронологических исследований, которые были проведены для гранитов Нижнеингодинского батолита, представляющих юго-западную часть ареала, а также гранитов Маректинско-Береинского массива, расположенного вблизи северной границы ареала распространения интрузий олекминского комплекса, положение которых показано на рисунке. Методом LA-ICP-MS в Институте наук о Земле (Академия Синика, Тайвань) были исследованы цирконы из гранитов Нижнеингодинского батолита и Маректинско-Береинского массива. В первом случае расчет конкордантного возраста для восьми точек дал результат – Concordia Age = 186±3 млн лет (2σ, СКВО=0.0054, вероятность = 0.94), что позволяет принять этот возраст как возраст кристаллизации исследованной породы. Для гранита Маректинско-Береинского массива расчет конкордантного возраста по 12 точкам дал результат – Concordia Age = 219±3 млн лет (2σ, СКВО = 0.25, вероятность = 0.62), что также можно рассматривать как возраст кристаллизации гранитов этого массива. Полученные даты соответствуют позднетриасовому – раннеюрскому времени, что с учетом данных, приведенных в **[2, 3]**, значительно расширяет возрастные рамки олекминского интрузивного комплекса. Этот факт может свидетельствовать о том, что в существующей геологической легенде в составе комплекса объединены гранитоиды разного возраста и его объем должен быть пересмотрен.

Изотопные Sm-Nd характеристики гранитов Нижнеингодинского батолита, Маректинско-Береинского, Жарчинского массивов и Алеурского батолита олекминского комплекса соответствуют таковым для неопротерозойской континентальной коры, образуя при этом две контрастные группы составов. Гранитоиды массивов южной части Нерчинского хребта – Нижнеингодинский батолит, Маректинско-Береинский и Жарчинский массивы имеют изотопные характеристики $\varepsilon Nd(t)=0.4–(–1.1)$ и $TNd_{(DM-2)}=1060–1200$ Ma, тогда как гранитоиды

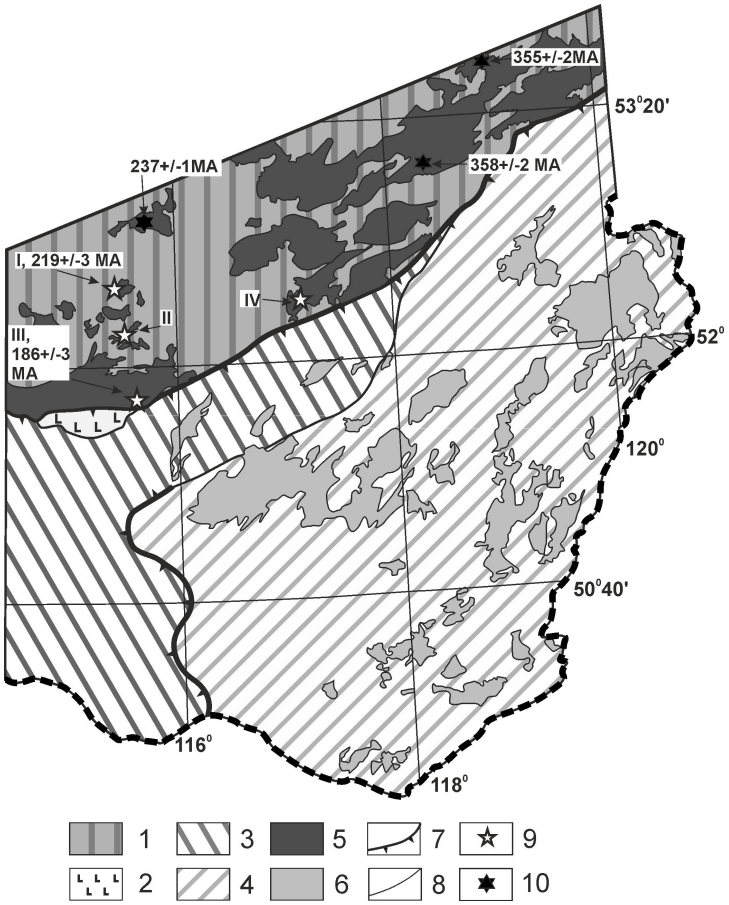


Схема террейнов Восточного Забайкалья по [4] и положение гранитоидов олекминского комплекса в южной части Западно-Станового террейна. *1* – Западно-Становой метаморфический террейн; *2* – Каменский островодужный террейн; *3* – Ононский террейн аккреционного клина; *4* – Аргунский супертеррейн; *5* – интрузии гранитоидов олекминского комплекса; *6* – интрузии ундинского комплекса; *7* – надвиги; *8* – геологические границы; *9* – возраст интрузий по литературным данным **[2, 3]**; *10* – новые возрастные данные, полученные авторами. Римскими цифрами показано положение массивов: I – Марекстинско-Береинского, II – Жарчинского, III - Нижнеингодинского батолита, южная часть, IV – Алеурского батолита.

Алеурского хребта характеризуются величинами εNd(t)=–5.1…–5.7 и TNd(DM-2)=1520–1580 Ma.

Последнее может быть связано с ассимиляцией олекминскими гранитоидами изотопно более «древнего» вещества вмещающих метаосадочных пород иргаинской свиты. Выявленная гетерогенность олекминских гранитоидов по изотопному составу Nd свидетельствует о локальной изотопной гетерогенности исходного магматического субстрата. При этом нужно отметить, что Sm-Nd характеристики пород олекминского интрузивного комплекса, обрамляющего сутуру МООП с севера, в целом сопоставимы с таковыми для гранитоидов ундинского комплекса, обрамляющих сутуру с юга. Sm-Nd изотопные характеристики гранитоидов последнего соответствуют параметрам εNd(t)=–2.2…–5.5 и TNd(DM-2)=1220–1500 Ma. Это позволяет предположить, что, несмотря на локальные вариации состава, природа исходного протолита для палингенных известково-щелочных гранитоидов, обрамляющих с севера и юга сутурную зону МООП, была сходной.

Исследования поддержаны РФФИ (проекты № 18-35-00425 мол-а и 18-05-00840).

[1] *Казимировский М.Э., Сандимирова Г.П., Банковская Э.В.* Изотопная геохронология палеозойских гранитоидов Селенгино-Становой горной области // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 11. С. 973–989.

[2] *Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др.* Гранитоиды олекминского комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса: возраст и тектоническое положение // ДАН. 2015. Т. 464. № 2. С. 194–198.

[3] *Ковач В.П., Котов А.Б., Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В.* Возраст и границы олекминского магматического пояса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса // ДАН. 2018. Т. 483. № 1. С. 64–69.
[4] *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.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 91

МОЖНО ЛИ РАССМАТРИВАТЬ ПОРОДЫ ТОНАЛИТ-ТРОНДЬЕМИТ-ГРАНОДИОРИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ АРХЕЙСКИХ КРАТОНОВ В КАЧЕСТВЕ ОЦЕНКИ СОСТАВОВ ПЕРВИЧНЫХ МАГМ? НА ПРИМЕРЕ СЕРЫХ ГНЕЙСОВ ОНОТСКОГО БЛОКА (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

С.В. Ефремов

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

В статье показано, что породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации (ТТГА) фундамента Онотского зеленокаменного пояса не могут рассматриваться в качестве оценки составов первичных магм. Процессы ультраметаморфизма, наложенные на первичные породы, нарушили равновесие в изотопных системах, привели к изменению их геохимических характеристик.

Мобильность в процессах метаморфизма химических элементов, используемых для разделения ТТГА на генетически однородные группы, не позволяет применять наработанные приемы без предварительного восстановления первичных составов этих пород.

Геохимические характеристики пород ассоциации, сформированных при плавлении коровых протолитов, довольно близки таковым в производных первичных магм (HP ТТГА – мигматиты, LP ТТГА – реститы), что может привести к ошибкам при типизации и неоправданному использованию генетических моделей при геодинамических построениях. Анализ вариаций составов ТТГА мира указывает на наличие в базах данных продуктов плавления коровых протолитов.

Приведенные выше результаты не подвергают сомнению возможность разделения пород ТТГА на геохимические типы, связанные с различными уровнями генерации первичных магм в различных геологических обстановках. Однако они указывают на необходимость тщательного анализа всей геологической и геохимической информации при изучении и типизации пород ТТГА.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту IX.129.1.3. (№ 0350-2016-0029) при поддержке РФФИ и правительства Иркутской области (проект № 17-45-388083 р_а), РФФИ (проект № 17-05-00399 а).

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 92–93

ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ НОВООЛЕКМИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ). ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ

С.В. Ефремов, С.И. Дриль

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

Гранитоиды новоолекминского комплекса широко распространены в Восточном Забайкалье, к северу от Монголо-Охотского сутурного шва (работы проводились в междуречье Урюм-Шилка). Они образуют крупные магматические тела, сложенные диоритами, тоналитами, гранодиоритами с фациальными переходами между разными типами пород.

Возраст этих пород на единственной кондиционной геологической карте оценен ранним протерозоем, однако изотопное датирование Ar/Ar по амфиболу **[1]** позволяет отнести его к ранней юре.

По своей геохимической характеристике тоналиты, гранодиориты соответствуют производным слэбовых магм, а диориты – высокониобиевым базитам, что теоретически позволяет связать их образование с зоной субдукции, существовавшей в это время на южной (в современных координатах) границе Сибирского континента **[1]**.

Изотопные исследования показали, что гранитоиды комплекса (в пересчете на раннеюрский возраст) значительно обогащены радиогенным стронцием и обеднены радиогенным неодимом, что не свойственно одновозрастным слэбовым магмам и высокониобиевым базитам. Точки их составов слагают отчетливую линию смешения на диаграмме $^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ – $^{143}Nd/^{144}Nd(T)$, свидетельствуя об образовании за счет плавления единого гетерогенного источника.

Все это хорошо укладывается в рамки модели формирования кислых «примитивных» магм (низкокремнистых адакитов /санукитоидов) и высокониобиевых базитов за счет разной степени плавления субконтинентального геохимически специализированного источника, сформированного в результате метасоматических преобразований перидотитов мантийного клина просачивающимися слэбовыми расплавами **[2–4]**. Возраст этого источника был оценен по пересечению линий эволюции изотопного состава Nd во времени для верхней мантии **[5]**, наиболее «примитивных» диорита, тоналита и составил 1.35 млрд лет.

Огромный объем массивов комплекса свидетельствует о значительных размерах зоны метасоматических преобразований в субконтинентальной мантии и, как следствие, о значительном объеме слэбовых магм, сгенерированных в зоне субдукции, прошедших через мантийный клин. Подобная интенсивность магмогенерации вполне реальна для теплового потока Земли в среднем протерозое и заставляет задуматься о коррекции оценок доли континентальной коры, сформированной в зоне субдукции.

Данный природный объект является уникальным, он позволяет исследовать этапы формирования континентальной коры, свойственные неоархею – мезопротерозою, включающие в себя плавление океанической литосферы в зоне субдукции, одновременное формирование кислой ювенильной коры и ее «литосферных корней» (метасоматически преобразованных перидотитов) в результате вертикальной миграции слэбовых магм через мантийный клин, формирование «посткинематических» гранитов (санукитоидов) в результате плавления «литосферных корней» под воздействием более поздних геологических процессов.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту IX.129.1.3. (№ 0350-2016-0029) при поддержке РФФИ и правительства Иркутской области (проект № 17-45-388083 р_а), РФФИ (проект № 17-05-00399 а).

[1] *Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Травин А.В.* Новые данные о возрасте, генезисе и источниках вещества гранитоидов Карийского золоторудного узла (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 6. С. 772–788.

[2] *Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S.* Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa // Chemical Geology. 1999. V. 160. P. 335–356.
[3] *Rapp R.P., Norman M.D., Laporte D., Yaxley G.M., Martin H., Foley S.F.* Continent formation in the Archean and chemical evolution of the cratonic lithosphere: melt-rock reaction experiments at 3–4 Gpa and petrogenesis of Archean Mg-diorites (sanukitoids) // Journal of Petrology. 2010. V. 51. P. 1237–1266.
[4] *Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D.* An overview of adakite. tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG). and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1–24.
[5] *Nagler Th.F., Kramers J.D.* Nd isotopic evolution of the upper mantle during the Precambrian: models. data and the uncertainty of both // Precambrian Research. 1998. V. 91. P. 233–252.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 94–95

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЖАГДИНСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В.А. Заика, А.А. Сорокин

Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, zaikava@ignm.ru

Монголо-Охотский складчатый пояс является одним из основных структурных элементов Азии. Многие вопросы его эволюции еще не решены, в настоящее время наиболее дискуссионными являются вопросы о времени и характере проявления аккреционных и коллизионных процессов **[1]**.

В этой связи мы выполнили U-Th-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов из палеозойских метаосадочных пород Джагдинского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса с целью уточнения их возраста.

Джагдинский террейн вытянут в субширотном направлении почти на 200 км при максимальной ширине 35–40 км и располагается между Унья-Бомским и Долбырь-Тунгалинским террейнами. В его строении (снизу вверх) выделяют следующую последовательность стратифицированных образований **[2]**: 1. Условно нижнекаменноугольная джескогонская свита (1550 м) сложена глинистыми сланцами с прослоями разнозернистых полимиктовых метапесчаников, зеленокаменных пород и линзами известняков. Джескогонская свита согласно перекрывается нектерской. 2. Условно верхнекаменноугольная нектерская свита (1050 м) представлена филлитизированными алевролитами, глинистыми сланцами с прослоями и линзами мелкозернистых полимиктовых метапесчаников, зеленых сланцев, кварцитов, мраморизованных известняков. В известняках нектерской свиты обнаружены фораминиферы *Triticites* ex gr. *parvulus* Schell., *T.* ex gr. *irregularis* Schell., характерные для конца позднего карбона. Нектерская свита согласно перекрывается бочагорской. 3. Условно нижнепермская бочагорская свита (1650 м) сложена филлитами, зелеными сланцами, кварцитами, метапесчаниками с пластами и линзами кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев, мраморизованных известняков. Известняки бочагорской свиты содержат комплекс фораминифер и кораллов *Pseudofusulina* cf. *uralica* Schelw., *Acervoschwagerina* sp., *Waagenophyllum* cf. *magnificum* Dougl., характерных для ассельского яруса нижней перми.

U-Th-Pb геохронологические исследования выполнены для детритовых цирконов из песчаника (обр. V-32) джескогонской свиты в северной части террейна и алевролита (обр. V-11) этой же свиты в южной части террейна. Выделение циркона проведено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с помощью тяжелых жидкостей. U-Th-Pb геохронологические исследования индивидуальных цирконов выполнены в Геохронологическом центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Подробное описание методики приведено на сайте http://www.laserchron.org. Конкордантные возрасты рассчитаны в программе Isoplot v. 4.15 **[3]**. При построении гистограмм и кривых относительной вероятности возрастов детритовых цирконов использованы только конкордантные оценки возраста.

В ходе U-Th-Pb геохронологических исследований были проанализированы 122 зерна детритовых цирконов из метапесчаника джескогонской свиты северной части Джагдинского террейна (обр. V-32), конкордантные оценки возраста получены для 91 зерна. Они находятся в интервалах 218–501 млн лет. Пики на кривой относительной вероятности возраста соответствуют значениям 239, 255, 261, 473, 494 млн лет. Присутствуют единичные зерна цирконов с конкордантными значениями возраста 578, 878, 893, 1112, 1194 млн лет.

Из метаалевролита джескогонской свиты южной части Джагдинского террейна (обр. V-11) изучено 117 зерен детритовых цирконов, для 101 зерна получены конкордантные оценки возраста в интервале 193–500 млн лет. Основные пики на кривой относительной вероятности возраста соответствуют значениям 196, 256, 449, 480 млн лет. Присутствуют единичные зерна цирконов с конкордантными значениями возраста 551, 878, 959, 1431 млн лет.

Результаты свидетельствуют о нижеследующем:

1. Мы проанализировали цирконы из песчаника (обр. V-32) и алевролита (обр. V-11) джескогонской свиты, и в обоих случаях наиболее молодые цирконы имеют раннемезозойский возраст, что находится в противоречии со стратиграфическим раннекаменноугольным возрастом свиты.

2. Возрастные структуры проанализированных выборок цирконов из песчаника джескогонской свиты северной части террейна (обр. V-32) и алевролита джескогонской свиты южной части террейна (обр. V-11) оказались различными. Наиболее молодое зерно из северной части джескогонской свиты имеет возраст 218±2.5 млн лет, из южной части свиты – 193±2.2 млн лет. Это обстоятельство указывает на то, что исследованные песчаники (обр. V-32) и алевролиты (обр. V-11) не могут представлять единую свиту либо единую осадочную последовательность в целом.

3. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие раннедокембрийских цирконов в метаосадочных породах джескогонской свиты. Это, в свою очередь, указывает на то, что снос материала в бассейн осадконакопления происходил со стороны континентальных массивов Амурского супертеррейна (с юга в современных координатах).

4. Раннемезозойские осадочные комплексы в строении восточной части Монголо-Охотского пояса развиты существенно шире, чем принято считать в настоящее время.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00206).

[1] *Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О.* Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.

[2] *Сережников А.Н., Волкова Ю.Р.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Лист N-52 (Зея). Дальневосточная серия / Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.

[3] *Ludwig K.R.* Isoplot 3.6. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008. № 4. 77 p.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 96–97

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛАНСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В.А. Заика, А.А. Сорокин

Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, zaikava@ignm.ru

Монголо-Охотский складчатый пояс является одним из значимых структурных элементов Восточной Азии. Несмотря на то, что история его формирования приковывает к себе внимание не одного поколения геологов, многие кардинальные вопросы его эволюции не решены (см. обзор в **[1]**). Наиболее дискуссионными являются вопросы о возрасте геологических комплексов, участвующих в строении пояса, а также о времени и характере проявления аккреционных и коллизионных процессов.

В этой связи мы выполнили U-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов из палеозойских метаосадочных пород Ланского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса с целью уточнения их возраста.

Значительная часть северной границы Ланского террейна и Джугджуро-Станового супертеррейна перекрыта кайнозойскими отложениями Верхнезейской впадины. На востоке, юго-востоке по зоне Улигданского разлома Ланский террейн граничит с Галамским террейном. На юго-западе по зонам Огодженонского и Ланского разломов граничит с Унья-Бомским террейном.

В нижней части разреза Ланского террейна залегают среднедевонские турбидиты с пластами яшм, базальтоидов и известняков (иканская, нивахская и джегдалинская толщи) **[2]**. Джегдалинская толща содержит ископаемую фауну, представленную кораллами, брахиоподами, криноидеями и характерную для эйфельского и живетского времени **[2, 3]**. Близкий литологический состав характерен и для позднемиссисипских – пенсильванских отложений (бурлекская, анамонанская, усть-артекская свиты, верхнеланская серия). Палеозойский разрез завершают позднепермские риолитовая и песчаниковая толща, условно верхнепермская угоханская серия, сложенная песчаниками и алевролитами. Наиболее молодые отложения рассматриваемого террейна представлены ранне- и позднетриасовыми турбидитами с бореальной ископаемой фауной **[2]**.

U-Th-Pb геохронологические исследования выполнены для детритовых цирконов из песчаника условно среднедевонской нивахской толщи (обр. V-116), условно пенсильванской верхоланской серии (обр. V-112), условно верхнепермской угоханской серии (обр. V-103). Выделение циркона проведено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с помощью тяжелых жидкостей. U-Th-Pb геохронологические исследования индивидуальных цирконов выполнены в Геохронологическом центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Подробное описание методики приведено на сайте http://www.laserchron.org. Конкордантные возрасты рассчитаны в программе Isoplot v. 4.15 **[4]**. При построении гистограмм и кривых относительной вероятности возраста детритовых цирконов использованы только конкордантные оценки возраста.

Из 120 изученных зерен детритовых цирконов из метапесчаников среднедевонской нивахской толщи (обр. V-116) конкордантные оценки возраста получены для 101 зерна. Значения возраста отвечают интервалам 373–614, 373–614, 781–892 млн лет, 1.17–1.22, 1.83–1.98, 2.51–2.73 млрд лет, а пики на кривой относительной вероятности возраста соответствуют 410, 490, 595, 611, 802 млн лет и 1.91, 2.53 млрд лет.

В ходе U-Th-Pb геохронологических исследований были проанализированы 135 зерен детритовых цирконов из песчаника условно пенсильванской верхоланской серии (обр. V-112), конкордантные оценки возраста получены для 124 зерен. Значения возрастов отвечают интервалам 328–379 млн лет и 1.82–2.11 млрд лет, пики на кривой относительной вероятности возрастов соответствуют 335 млн лет и 1.89 млрд лет.

Из 128 изученных зерен детритовых цирконов из песчаника условно верхнепермской угоханской серии (обр. V-103) конкордантные оценки возраста получены для 109 зерен. Значения возраста отвечают интервалам 233–391 млн лет, 1.82–2.05 млрд лет, 2.51–2.77 млрд лет, пики на кривой относительной вероятности возрастов соответствуют 239, 286, 345, 387 млн лет, 1.88, 2.54 и 2.71 млрд лет.

Полученные результаты свидетельствуют о нижеследующем.

1. Наиболее молодые цирконы из песчаника нивахской толщи (обр. V-116) имеют позднедевонский возраст, что противоречит позднедевонскому возрасту свиты, определенному на основании ископаемой фауны. Наиболее молодые цирконы из песчаника верхоланской серии (обр. V-112) имеют позднемиссисипский возраст, а из песчаника угоханской серии (обр. V-103) – позднетриасовый возраст, что определяет нижние возрастные границы этих серий.

2. Возрастные структуры проанализированных выборок цирконов из песчаников нивахской толщи, верхоланской и угоханской серий оказались довольно схожими. Во всех образцах в значительном количестве присутствуют раннедокембрийские пики на кривой относительной вероятности возрасту.

По нашему представлению, источником материала для песчаников нивахской толщи, верхоланской и угоханской серий Ланского террейна, в которых присутствует большое количество раннедокембрийских цирконов, являлась южная окраина Северо-Азиатского кратона. Здесь широко представлены неоархейские породы Станового комплекса, протолиты которых имеют возраст 2.6–2.9 млрд лет, а также неоархейские и палеопротерозойские интрузии, претерпевшие структурно-метаморфические преобразования на рубежах 2.6 и 1.9 млрд лет (см. обзор в **[5, 6]**).

Исследования выполнены при поддержке РНФ (проект № 18-17-00002).

[1] *Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О.* Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.

[2] *Геодинамика, магматизм и металлогения востока России* / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

[3] *Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Дальневосточная. Лист N-53. Третье поколение. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.

[4] *Ludwig K.* Isoplot 3.6. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008. № 4. 77 p.

[5] *Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М.* Возраст иликанской толщи Станового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2011. Т. 438. №. 3. С. 355–359.

[6] *Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Загорная Н.Ю., Wang K.L., Chung S.L., Ярмолюк В.В., Хераскова Т.Н.* Возраст и тектоническое положение метаморфического Станового комплекса (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геотектоника. 2017. № 4. С. 3–16.

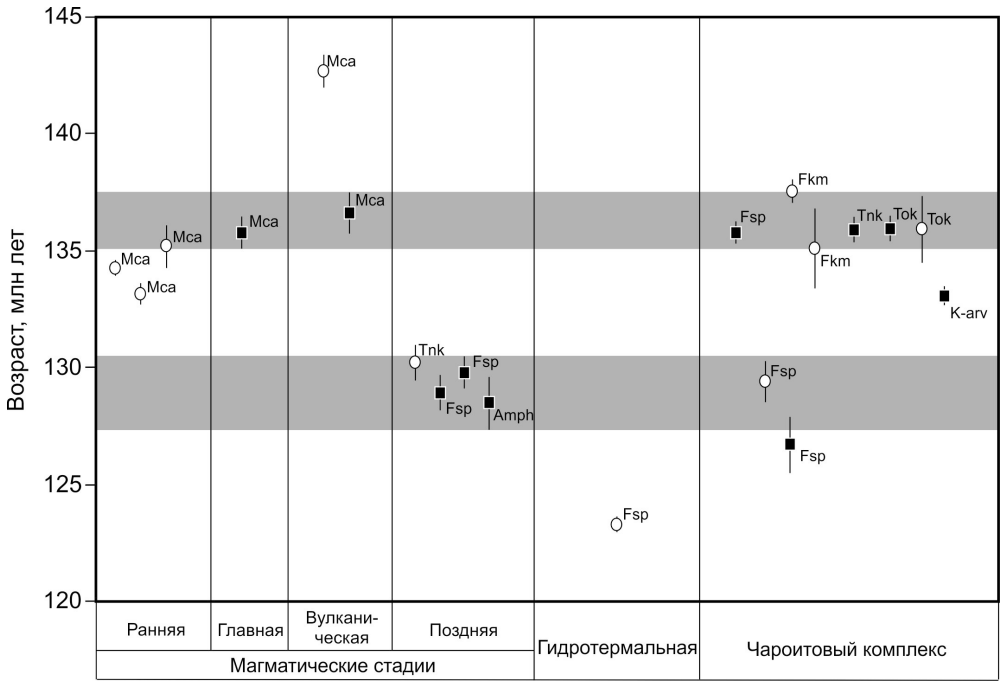
Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2019. Выпуск 17. С. 98–99

ХРОНОЛОГИЯ МАЛОМУРУНСКОГО МАССИВА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ $^{40}Ar/^{39}Ar$ ДАТИРОВАНИЯ: ОБЗОР ДАННЫХ ПО ОДНОВОЗРАСТНЫМ ОБЪЕКТАМ В КОНТЕКСТЕ МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

А.В. Иванов[1], Е.И. Демонтерова[1], В.А. Горовой[1], Н.В. Владыкин[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, aivanov@crust.irk.ru
[2] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, vlad@igc.irk.ru

Маломурунский массив (Алданский щит) является своеобразной геологической Меккой. На пике его изучения в позднее советское время на нем одновременно работало несколько тематических партий общей численностью первые тысячи человек. Этот массив известен рудопроявлениями радиоактивных элементов, месторождением Sr-Ba карбонатитов, рудными зонами на Ti и Au. В пределах Маломурунского массива обнаружены редкие минералы и открыт ряд новых минералов, включая всемирно известный чароит. K-Ar датированием установлен раннемеловой возраст пород массива **[1]**. Он подтвержден недавними $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронологическими исследованиями **[2–4]**. Двадцать $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировок, из которых половина соответствует всем критериям достоверности (наличие плато на диаграмме ступенчатого нагрева и изохроны в координатах $^{36}Ar/^{40}Ar–^{39}Ar/^{40}Ar$), позволяют выстроить схему магматизма и сопутствующих процессов Маломурунского массива (рисунок). Оказалось, что наиболее надежные $^{40}Ar/^{39}Ar$



Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования, выполненного методом ступенчатого нагрева в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН, с использованием масс-спектрометрического комплекса Argus VI. Черными прямоугольниками показаны значения возраста «плато» в случае, если они совпадают с изохронным возрастом в координатах $^{36}Ar/^{40}Ar–^{39}Ar/^{40}Ar$. Серые горизонтальные полосы соответствуют интервалам наиболее достоверных в аналитическом плане датировок. Белыми кругами показаны датировки, которые не соответствуют жесткому критерию достоверности. По ним имеется либо только возраст «плато», либо только изохрона, либо выположенный спектр, который не может быть отнесен к «плато». Mca – слюда, Fsp – калиевый полевой шпат, Amph – стронциевый калиевый рихтерит, Tnk – тинаксит, Tok – токкоит, Fkm – франкаменит, K-arv – калиевый арфведсонит.

датировки по магматическим породам попадают в интервал от 137 до 128 млн лет, возможно с двумя пиками активности – 135–137 и 128–130 млн лет назад. Гидротермальная деятельность продолжалась как минимум до 123 млн лет назад.

Во время формирования Маломурунского массива в Центральной и Восточной Азии широко проявился щелочно-базальтовый и кислый магматизм, с которым зачастую связаны золоторудные месторождения **[5–10]**. С геодинамической точки зрения, такой магматизм отражает процессы растяжения и релаксации литосферы после закрытия Монголо-Охотского океана. Целью настоящего сообщения является обзор имеющихся геохронологических данных и попытка выявления определенных закономерностей раннемелового магматизма Центральной и Восточной Азии.

Работа выполнена при поддержке администрации Иркутской области по проекту РФФИ № 17-45-388067.

[1] *Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Ю., Орлова П.П., Базарова Т.Ю.* Калиевый щелочной магматизм Байкальско-Становой рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1990. 238 с.

[2] *Wang Y., He H.-Y., Ivanov A.V., Zhu R.-X., Lo C.-H.* Age and origin of charoitite, Malyy Murun massif, Siberia, Russia // International Geology Review. 2014. V. 56. P. 1007–1019.

[3] *Иванов А.В., Горовой В.А., Гладкочуб Д.П., Шевелев А.С., Владыкин Н.В.* Первые прецизионные данные о возрасте чароитовой минерализации (Восточная Сибирь) // ДАН. 2018. Т. 478. С. 657–661.

[4] *Ivanov A.V., Vladykin N.V., Demonterova E.I., Gorovoy V.A., Dokuchits E.Yu.* $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of the Malyy (Little) Murun Massif, Aldan Shield of the Siberian Craton: A simple story for an intricate igneous complex // Minerals. 2018. V. 8. 602.

[5] *Dash B., Yin A., Jiang N., Tseveendorj B., Han B.* Petrology, structural setting, timing, and geochemistry of Cretaceaous volcanic rocks in eastern Mongolia: Constraints on their tectonic origin // Gondwana Research. 2015. V. 27. P. 281–299.

[6] *Ponomarchuk A.V., Prokopyev I.R., Svetlitskaya T.V., Doroshkevich A.G.* $^{40}Ar/^{39}Ar$ Geochronology of alkaline rocks of the Inagli Massif (Aldan Shield, southern Yakutia) // Russian Geology and Geophysics. 2019. V. 60. P. 33–44.

[7] *Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Redina A.A., Yegitova I.V., Ponomarev J.D., Sergeev S.A., Kravchenko A.A., Ivanov A.I., Sokolov E.P., Karadash E.A., Minakov A.V.* U-Pb SIMS and Ar-Ar geochronology, petrography, mineralogy and gold mineralization of the late Mesozoic Amga alkaline rocks (Aldan shield, Russia) // Ore Geology Review. 2019. V. 109. P. 520–534.

[8] *Gou J., Sun D.Y., Qin Z.* Late Jurassic-Early Cretaceous tectonic evolution of the Great Xing'an Range: geochronological and geochemical evidence from granitoids and volcanic rocks in the Erguna Block, NE China // International Geology Review. 2019. V. 61. P. 1842–1863.

[9] *Zeng Y.J., Li L., Li SR., Santosh M., Song Y.X., Alam M.* Rb-Sr geochronology and geochemistry of pyrite from the Shihu gold deposit, central North China Craton: implication for the timing and genesis of gold mineralization // Geological Journal. 2019. doi:10.1002/gj.3543.

[10] *Jiang X.Y., Luo J.C., Guo J., Wu K., Zhang Z.K., Sun W.D., Xia X.P.* Geochemistry of I- and A-type granites of the Qingyang-Jiuhuashan complex, eastern China: insights into Early Cretaceous multistage magmatism // Lithos. 2018. V. 316. P. 278–294.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 100–102

МАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА КАК ИНДИКАТОР РАЗЛИЧИЙ В ИСТОЧНИКАХ СНОСА

А.Ю. Казанский[1, 2], Г.Г. Матасова[2, 3], А.А. Щетников[2, 4], И.А. Филинов[2, 4]

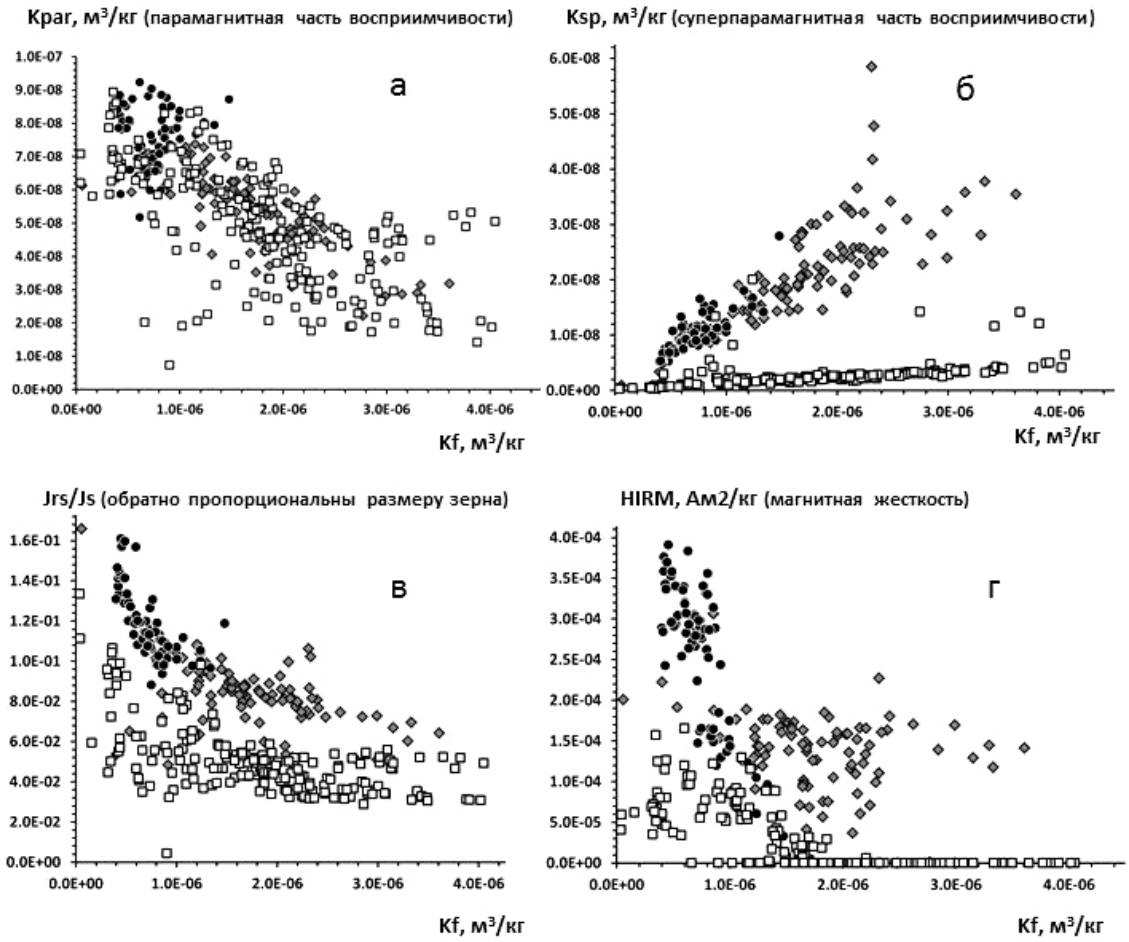
[1] Москва, Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, kazansky_alex@mail.ru
[2] Москва, Геологический институт РАН
[3] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, matasovagg@ipgg.sbras.ru
[4] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, shch@crust.irk.ru

Реконструкции природной среды и климата на основе петромагнитных данных по четвертичным отложениям различного генезиса к настоящему времени получили широкое распространение **[1]**. Достоверность таких реконструкций существенно повышается, если удается определить, какие из изменений петромагнитных параметров связаны с глобальными климатическими процессами, а какие обусловлены местными особенностями седиментации, например различными источниками осадочного материала.

Целью данной работы являлось сравнение петромагнитных характеристик плейстоценовых отложений разрезов Предбайкалья и Забайкалья для выяснения природы различий в поведении этих характеристик. Были использованы данные по разрезам Десятниково (51°25'50"N, 107°27'15"E, Забайкалье) **[2]** и Усть-Одинский (52°27'57"N, 103°45'42"E, Предбайкалье **[3]**), а также впервые полученные результаты по разрезу Новая Ида (53°10'50"N, 103°41'38"E, Предбайкалье). Все петромагнитные измерения выполнены в Палеомагнитном центре ИНГГ СО РАН на коэрцитивном спектрометре J-meter **[4].** Мы сознательно не останавливаемся здесь на генезисе отложений, поскольку, как будет показано далее, различия в поведении магнитных параметров отложений внутри каждого разреза несколько меньше, чем между разрезами.

Значения удельной магнитной восприимчивости ферромагнетиков Kf варьируются в широких пределах, диапазоны ее изменений для всех разрезов перекрываются, при этом с уменьшением Kf увеличивается парамагнитная часть магнитной восприимчивости Kpar (рисунок, *а*). Различия между разрезами наблюдаются по концентрации мелких суперпарамагнитных (СПМ) зерен (рисунок, *б*) – их концентрация минимальна в отложениях Усть-Одинского разреза и максимальна в отложениях разреза Десятниково. Эффективный размер магнитного зерна в разрезах также различается (рисунок, *в*). Отложения Усть-Одинского разреза содержат наиболее крупные магнитные зерна, отложения разреза Новая Ида – самые мелкие. Такая же закономерность обнаруживается и в доменном состоянии магнитных зерен (на рисунке не показаны): в отложениях Усть-Одинского разреза магнитные зерна многодоменные, в отложениях Новой Иды они преимущественно более мелкие – псевдооднодоменные, а в Десятниково присутствуют и те, и другие зерна. Наибольшая разница между разрезами наблюдается по параметрам магнитной жесткости (т.е. по содержанию высококоэрцитивных минералов). Наибольшая магнитная жесткость характерна для отложений разреза Новая Ида (рисунок, *г*), особенно для нижней части разреза. Магнитная жесткость в отложениях разреза Десятниково (содержание высококоэрцитивных минералов) несколько ниже, а в большинстве отложений разреза Усть-Одинский такие минералы практически отсутствуют. Содержание магнитожестких минералов в отложениях разреза Новая Ида не зависит ни от общей концентрации ферромагнетиков, ни от размера магнитного зерна, ни от присутствия СПМ частиц.

Такие различия в поведении петромагнитных параметров объясняются различием в источниках осадочного материала. Для отложений Усть-Одинского разреза источником, вероятно, являлись аллювиальные отложения р. Китой, обогащенные магнитным материалом, образовавшимся за счет размыва коренных пород Восточного Саяна. Это объясняет большой размер магнитного зерна в осадках и отсутствие магнитожестких и СПМ частиц в осадке.



Зависимости между величиной удельной магнитной восприимчивости Kf и другими петромагнитными параметрами в разрезах Предбайкалья и Забайкалья (пояснения в тексте). Белые квадраты – данные по разрезу Усть-Одинский; серые ромбы – по разрезу Десятниково; черные точки – по разрезу Новая Ида.

Отложения разреза Десятниково, наиболее вероятно, сформировались под воздействием катастрофических потоков, перемещавшихся по долинам водотоков, берущих начало на хребте Цаган-Дабан. Магнитный материал поступал как из области размыва коренных пород, так и за счет разрушения бортов долины, включая и почвенные горизонты. Это привело к существенному перемешиванию влекомого осадка и повышенному содержанию в нем СПМ частиц.

Для отложений разреза Новая Ида источником магнитного материала служили продукты разрушения красноцветных отложений верхоленской свиты верхнего кембрия, содержащие гематит **[5]**, что и обусловило их повышенную магнитную жесткость.

Таким образом, петромагнитные параметры плейстоценовых отложений являются чувствительными индикаторами источников сноса осадочного материала и могут использоваться для реконструкции местных особенностей седиментации.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 19-17-00216).

[1] *Evans M.E., Heller F.* Environmental magnetism. New York: Academic Press, 2003. 299 p.

[2] *Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А.* Петро- и палеомагнитные исследования верхнеплейстоценового разреза Десятниково в Забайкалье // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 17. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. С. 103–104.

[3] *Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А.* Особенности строения четвертичных отложений Усть-Одинского опорного разреза (верхний неоплейстоцен, Предбайкалье) по петромагнитным данным // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. Т. 1. С. 400–403.

[4] *Jassonov P.G., Nourgaliev D.K., Bourov B.V., Heller F.* A modernized coercivity spectrometer // Geologica Carpathica. 1998. V. 49. № 3. P. 224–226.

[5] *Родионов В.П., Слауцитайс Э.П.* Палеомагнитное изучение разрезов верхнего кембрия, ордовика и нижнего силура юга Сибирской платформы // Палеомагнитные стратиграфические исследования. Труды ВНИГРИ. Вып. 204. Л.: Недра, 1963. С. 114–126.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 103–104

ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО РАЗРЕЗА ДЕСЯТНИКОВО В ЗАБАЙКАЛЬЕ

А.Ю. Казанский[1, 2], Г.Г. Матасова[2, 3], А.А. Щетников[2, 4], И.А. Филинов[2, 4]

[1] Москва, Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, kazansky_alex@mail.ru
[2] Москва, Геологический институт РАН
[3] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, matasovagg@ipgg.sbras.ru
[4] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, shch@crust.irk.ru

Разрез Десятниково (51°25'50"N, 107°27'15"E, Забайкалье) представлен 18-метровой толщей переслаивающихся песков и супесей с прослоями гравия, залегающих на коре выветривания **[1]**. В разрезе выделено 12 слоев, содержащих костные остатки мелких млекопитающих позднего плейстоцена – первой половины голоцена. В нижней части разреза получена радиоуглеродная дата >45000 лет (рисунок, *а*).

Целью настоящей работы являлось проведение детальных петромагнитных и палеомагнитных исследований на предмет пригодности отложений данного разреза для палеоклиматических реконструкций и палеомагнитной стратиграфии.

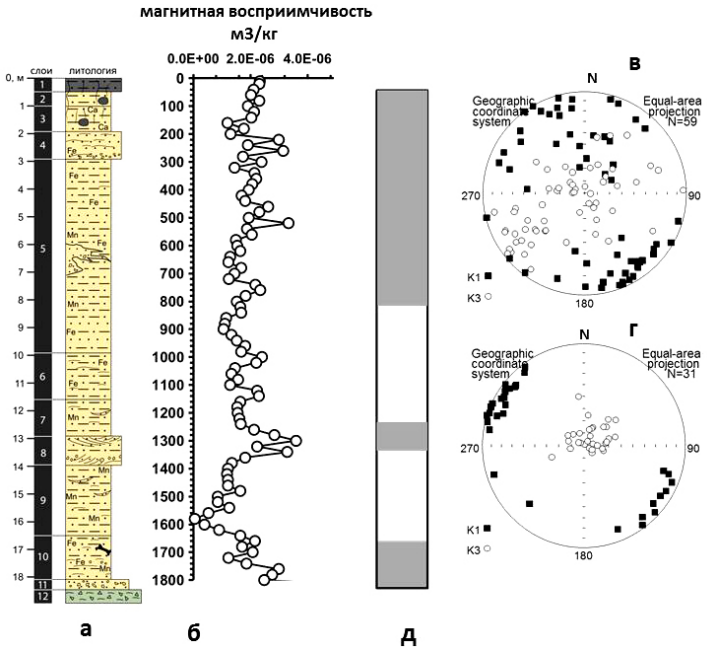
Все петромагнитные и палеомагнитные измерения выполнены в Палеомагнитном центре ИНГГ СО РАН по общепринятым методикам. В результате было установлено, что все петромагнитные параметры, как зависящие от концентрации ферромагнетика в осадке, так и не зависящие от его концентрации, не отражают строение разреза (рисунок, *б*). При этом коэффициенты корреляции между концентрационно-зависимыми параметрами близки к 1, в то время как с параметрами, слабо зависящими от концентрации, корреляция существенно меньше или отсутствует.

Высокая корреляция между параметрами суперпарамагнетизма (Ksp, Jrm-Jr) и остальными концентрационно-зависимыми параметрами свидетельствует о сложном составе ансамбля магнитных зерен, представляющего собой смесь крупных и мелких ферримагнитных частиц. Об этом же свидетельствуют и вариации в доменном состоянии образцов.

Анизотропия магнитной восприимчивости (АМВ) в отложениях разреза Десятниково характеризуется двумя типами магнитной текстуры: 1) вытянутое распределение минимальных осей эллипсоида АМВ (рисунок, *в*), которое характерно для высокоскоростных потоков типа турбидитных **[2, 3]**, и 2) компактное распределение минимальных осей и концентрация направлений максимальных осей в двух областях на краю стереограммы симметрично относительно ее центра (рисунок, *г*). Такая магнитная текстура типична для умеренно скоростных потоков **[2]**. Текстуры первого типа характерны для верхней и нижней части разреза, тогда как текстуры второго типа наблюдаются в основном в его средней части (рисунок, *д*).

Палеомагнитные исследования показали, что большая часть осадков разреза Десятниково не сохранила стабильной компоненты намагниченности. Размагничивание переменным магнитным полем не приводит к выходу на направление характеристической намагниченности, а направления разрушаемых в процессе размагничивания компонент имеют хаотическое распределение.

Все вышесказанное, с учетом результатов полевых исследований, позволяет предполагать, что отложения разреза Десятниково, наиболее вероятно, сформировались в результате катастрофических потоков, например селей, как это предполагали Д.-Д.Б. Базаров и др. **[4]**. Эти отложения характеризуются крайней неоднородностью распределения магнитного материала и сильным его перемешиванием. Проведение петромагнитных и палеомагнитных исследований по отложениям такого типа малоперспективно. По результатам полевых и лабораторных исследований, долины водотоков данного региона, берущих начало на хребте Цаган-Дабан, заполнены



***а* – лито-стратиграфическое расчленение разреза Десятниково; *б* – изменение величины магнитной восприимчивости (основной концентрационно-зависимый параметр) по разрезу; *в* – стереограмма главных осей АМВ в магнитной текстуре первого типа (К1 – максимальная ось АМВ, К3 – минимальная); *г* – стереограмма главных осей АМВ в магнитной текстуре второго (К1 – максимальная ось АМВ, К3 – минимальная); *д* – распределение магнитных текстур первого (серое) и второго (белое по разрезу) типа.**

отложениями таких катастрофических потоков, не отражающих историю осадконакопления и климатических изменений, что позволяет исключить их в дальнейшем из палеоклиматических исследований. Основным признаком отбраковки подобных объектов будут являться незакономерные повышенные значения магнитной восприимчивости, ее неоднородное распределение как внутри слоя, так и по глубине разреза.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00215).

[1] *Базаров Д.-Д.Б.* Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ, 1968. 164 с.

[2] *Tarling D.H., Hrouda F.* The magnetic anisotropy of rocks. London: Chapman & Hall, 1993. 217 p.

[3] *Попов В.В., Журавлев А.В.* Использование анизотропии различных магнитных параметров для определения направления сноса материала при изучении турбидитных потоков // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 1. http://www.ngtp.ru/rub/2/11_2012.pdf.

[4] *Базаров Д.-Д.Б.*, *Антощенко-Оленев И.В.*, *Гурулев С.А.* Основные проблемы палеогеографии антропогена Прибайкалья и Забайкалья // Проблемы четвертичной геологии Сибири. М.: Наука, 1969. С. 121–130.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 105–106

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ КВАРЦИТО-СЛАНЦЕВЫЕ ТОЛЩИ АКТАУ-МОИНТИНСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ИСТОЧНИКИ СНОСА, ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ

Н.А. Каныгина[1], А.А. Третьяков[1], К.Е. Дегтярев[1], В.П. Ковач[2], К-Л. Ванг[3], Х.-Ян. Ли[3]

[1] Москва, Геологический институт РАН
[2] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
[3] Тайпей, Тайвань, Институт наук о Земле, Академия Синика

Фундамент сиалических массивов западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса образован в различной степени метаморфизованными позднедокембрийскими осадочными и вулканогенно-осадочными комплексами, а также гранитоидами, среди которых большую роль играют кварцито-сланцевые толщи, занимающие значительные площади.

Актау-Моинтинский массив является крупнейшим сиалическим массивом в Центральном Казахстане, в пределах которого среди доэдиакарских комплексов наиболее широко развиты кварцито-сланцевые толщи, а также кислые вулканиты и гранитоиды. Соотношение кварцито-сланцевых толщ и кислых вулканитов различно в восточной и западной части массива. В восточной части кислые вулканиты перекрывают кварцито-сланцевые толщи и занимают наиболее высокое структурное положение среди докембрийских образований, в западной части кислые вулканиты приурочены к нескольким структурным уровням, которые разделены кварцито-сланцевыми толщами **[1, 2, 4]**.

Ранее было установлено, что кислые вулканиты в восточной и западной части массива имеют близкий возраст (около 925 млн лет), а их источниками являлись палеопротерозойские коровые комплексы **[3, 6]**.

Для оценки нижнего возрастного предела накопления кварцито-сланцевых толщ и получения информации о возрасте главных этапов проявления кислого магматизма и высокоградиентного метаморфизма в пределах областей сноса было проведено U-Pb геохронологическое и Lu-Hf изотопно-геохимическое изучение обломочных цирконов из кварцитов. Данные о возрасте обломочных цирконов из кварцитов, занимающих различное положение по отношению к кислым вулканитам, позволят обосновать существование одной или нескольких разновозрастных кварцито-сланцевых толщ в пределах Актау-Моинтинского массива и, соответственно, сделать вывод о характере структуры докембрийских комплексов.

Полученные U-Pb данные о возрасте обломочных цирконов из кварцитов в разных частях Актау-Моинтинского массива показывают высокую степень сходства (0.763–0.876) и перекрытия (0.642–0.863). Это позволяет сделать вывод о формировании кварцито-сланцевых толщ, занимающих различное структурное положение в пределах одного бассейна, за счет эрозии одних и тех же комплексов.

Конкордантный возраст детритовых цирконов из всех изученных разрезов находится преимущественно в диапазонах 1149–2151 и 2280–3193 млн лет. Основными максимумами возрастов являются 1.22, 1.47, 1.58, 1.75, 1.84, 2.52 и 2.61 млрд лет, менее проявлены 2.01, 2.07, 2.71, 2.81, 2.92 и 3.11 млрд лет. На основании этих данных можно сделать вывод, что основными источниками сноса для кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива являлись образования средне- и раннемезопротерозойского, палеопротерозойского и неомезоархейского возраста.

Наиболее молодой статистически значимый максимум возраста составляет 1.2 млрд лет, что определяет нижний возрастной предел накопления кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива. Эти данные позволяют считать, что накопление кварцито-сланцевых толщ предшествовало формированию ранненеопротерозойских кислых вулканитов. При этом верхний возрастной предел накопления этих толщ соответствует возрасту кислых вулканитов – 925 млн лет **[3, 6]**.

Таким образом, кварцито-сланцевые толщи являются одновозрастными образованиями на всей территории Актау-Моинтинского массива, а их накопление происходило в интервале 1200–900 млн лет.

Магматические цирконы позднемезопротерозойского – палеопротерозойского возраста характеризуются широкими вариациями значений εHf(T) – от –14.9 до +12.2 и модельным возрастом субстрата tHf(C) 1.25–3.01 млрд лет, в то время как раннепалеопротерозойские – палеоархейские цирконы имеют значения εHf(t) в интервале от –12.5 до +6.6 и более древние модельные возрасты tHf(C) 2.79–3.69 млрд лет.

Так как на современном эрозионном срезе Актау-Моинтинского массива докембрийские магматические комплексы представлены только неопротерозойской риолит-гранитной вулканоплутонической ассоциацией с возрастом ~920 млн лет, более древние комплексы, вероятно, слагают погребенную часть фундамента либо были полностью эродированы. Однако в пределах западной части Центрально-Азиатского пояса существуют магматические и метаморфические комплексы, которые могли являться потенциальными источниками сноса. К таковым относятся ортогнейсы свиты Куйлю в Срединном Тянь-Шане, для которых получены оценки возраста ~1800, 2200–2300 млн лет, являющиеся производными неоархейской континентальной коры **[8]**. Гранитоиды с возрастом 1800 млн лет также известны в переделах Жельтавского массива Юго-Западного Казахстана **[5]**. Гранитоиды с возрастом ~1400–1450 млн лет выделены в структуре массива Китайского Центрально-Тяньшаньского. Они характеризуются положительными (+3…+8) значениями εHf(t) и модельным возрастом 1.55–1.95 млрд лет, что указывает на их образование из ювенильного источника с небольшим вкладом древнего компонента **[7]**. В структуре Бейшанского орогенного пояса также развиты гранитоиды с возрастом около 1400 млн лет, для которых характерны значения εHf(t) от –2.6 до +13.9 и модельный возраст tHf(C)=1.38–2.17 млрд лет **[9]**.

В длительной эволюции континентальной докембрийской коры Актау-Моинтинского массива основные этапы ее роста были связаны с тектономагматическими процессами неоархея, палео- и мезопротерозоя. Формирование ювенильной континентальной коры, за исключением среднего мезопротерозоя, происходило синхронно с магматической переработкой комплексов более древней континентальной коры.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 19-55-52001 и 17-05-00357), аналитические работы проведены за счет средств РНФ (проект № 14-27-00058).

[1] *Авдеев А.В., Альперович Е.В., Вознесенский В.Д., Кореньков Б.Г.* Докембрийские отложения Актау-Моинтинского водораздела // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974. Т. 1. С. 53–57.

[2] *Авдеев А.В., Ковалев А.А.* Офиолиты и эволюция юго-западной части Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Изд-во МГУ, 1989. 229 с.

[3] *Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Третьяков А.А., Яковлев С.З.* Позднедокембрийская вулканно-плутоническая ассоциация Актау-Джунгарского массива (Центральный Казахсктан): структурное положение и возраст // ДАН. 2008. Т. 421. № 4. С. 515–519.

[4] *Зайцев Ю.А., Розанов С.Б., Филатова Л.И.* Геология докембрийских метаморфических толщ Актау-Моинтинского антиклинория // Проблемы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1980. Кн. 1. С. 22–40.

[5] *Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Рязанцев А.В., Пилицына А.В., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В.* Палеопротерозойские анорогенные гранитоиды Жельтавского сиалического массива (Южный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН. 2016. Т. 466. № 2. С. 196–201.

[6] *Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В.* Неопротерозойская анорогенная риолит-гранитная вулкано-плутоническая ассоциация Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан): возраст, источники и палеотектоническая позиция // Петрология. 2015. Т. 23. № 1. С. 26–49.

[7] *He Z.Y., Klemd R., Zhang Z.M., Zong K.Q., Sun L.X., Tian Z.L., Huang B.T.* Mesoproterozoic continental arc magmatism and crustal growth in the eastern Central Tianshan Arc Terrane of the southern Central Asian Orogenic Belt: geochronological and geochemical evidence // Lithos. 2015. V. 236–237. P. 74–89.

[8] *Kröner A., Alexeiev D.V., Kovach V.P., Rojas-Agramonte Y., Tretyakov A.A., Mikolaichuk A.V., Xie H., Sobel E.R.* Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3 to 1.8 Ga Kuilyu complex, East Kyrgyzstan – the oldest continental basement fragment inthe Tianshan orogenic belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2017. V. 135. P. 122–135.

[9] *Yuan Y., Zong K., He Z., Klemd R., Liu Y., Hu Z., Guo J., Zhang Z.* Geochemical and geochronological evidence for a former early Neoproterozoic microcontinent in the South Beishan Orogenic Belt, southernmost Central Asian Orogenic Belt // Precambrian Research. 2015. V. 266. P. 409–424.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 107–108

КОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТЫ БАЯНКОЛЬСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

И.В. Кармышева[1, 2], В.Г. Владимиров[1, 2], Е.А. Пронякин[2], А.Е. Смолякова[2], Д.В. Семенова[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, iri@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Один из ключевых вопросов коллизионного гранитоидного магматизма заключается в разнообразии условий магмообразования и механизмов его транспорта в земной коре. Вариации давления, температуры и количества водного флюида, необходимых для гранитообразования, зачастую контролируются тектоническими обстановками. Данные вопросы будут рассмотрены на примере сложнопостроенного Баянкольского габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитного массива, расположенного в западной части нагорья Сангилен.

Геологическое строение Западного Сангилена было сформировано в результате коллизии Таннуольской островной дуги и Тувино-Монгольского микроконтинента **[1–4]**. Коллизионный (535–495 млн лет) и позднеколлизионный (495–430 млн лет) этапы сопровождались активным синтектоническим габбро-гранитным магматизмом **[5–7]**.

Баянкольский габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитный массив имеет сложное строение и был сформирован пространственно-совмещенными телами габброидов и гранитоидов. Гранитоиды вытянуты в субширотном направлении и образуют субгоризонтальные тела общей мощностью около 500 м. Строение массива осложнено провесами кровли и эрозионными окнами, в которых наблюдаются метаморфические породы.

Гранитоиды Баянкольского массива представлены крупнозернистыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами с ксенолитами диоритов, гранат-кордиеритсодержащими гранитами и лейкогранитами с директивными структурами, сложенными биотитом. По петрохимическим и минеральным характеристикам гранитоиды Баянкольского массива относятся к гранитам I- и S-типа **[5, 8]**.

В кровле биотит-роговообманковых гранодиоритов наблюдаются провесы метаморфических пород. Они сложены биотит-плагиоклазовыми сланцами и мигматитами с выплавками гранитов. Ориентировка минеральной линейности в гранодиоритах и реститах указывает на субвертикальное движение вещества. В подошвенной части гранодиоритов встречаются многочисленные горизонтально-ориентированные ксенолиты диоритов с отчетливой минеральной линейностью.

Гранат- и кордиеритсодержащие граниты представляют собой автохтонные граниты, выплавившиеся из вмещающих гранат-кордиерит-биотитовых мигматитов и гнейсов **[5, 8]**. Лейкограниты с директивными структурами образуют горизонт гранитного расплава в гранат-кордиерит-биотитовых сланцах. Объем лейкогранитов составляет примерно 9×3 км при мощности до 300 м. Непосредственных контактов между гранатовыми автохтонными гранитами и лейкогранитами не наблюдается. Горизонт лейкогранитов расположен гипсометрически выше автохтонных выплавок гранат-кордиеритовых гранитов. Лейкограниты являются более поздними относительно биотит-роговообманковых гранодиоритов, что фиксируется по субгоризонтальным трещинам в гранодиоритах, заполненных лейкогранитами.

Исходя из полевых наблюдений и геологической ситуации в целом, можно говорить, что образование биотит-роговообманковых гранодиоритов связано с формированием магматической камеры над габброидами Баянкольского массива. Коллизионные процессы растяжения с левосдвиговой кинематикой в период 495–440 млн лет привели к активизации тектонических движений, обеспечивших «срыв» («unroofing») области магмогенерации кислых расплавов над базитовым очагом и ее перемещение по направлению сдвига с захватом ксенолитов диоритов в подошве массива **[8]**.

Выплавление и сегрегация гранат-кордиеритовых гранитов происходили не ранее возрастного рубежа 495±5 млн лет и связаны со сменой режима сжатия на режим растяжения при

коллизионном процессе. Сброс давления в локальных областях растяжения и тепловой прогрев по проникающим зонам способствовали созданию благоприятных условий для плавления вмещающих метапелитов и формированию гранитов S-типа.

Лейкограниты с директивными структурами представляют собой анатектические граниты, механизм образования которых, вероятнее всего, аналогичен образованию лейкогранитов Гималаев, когда выплавление гранитов происходит из метапелитового протолита при быстрой декомпрессии либо во флюидонасыщенных условиях, либо за счет дегидратации мусковита **[9, 10]**. Условия декомпрессии в гранат-кордиерит-биотитовых сланцах контролировались фрагментацией и реактивацией тектонической зоны на позднеколлизионном этапе эволюции Западно-Сангиленского региона.

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН, при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00851), Министерства образования и науки РФ (проект № 5.1688. 2017/ПЧ).

[1] *Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г.* Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилена (Юго-Восточная Тува) // ДАН. 2000. Т. 370. № 4. С. 489–492.

[2] *Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovsky V.A.* Neoproterozoic to Early Ordovician Evolution of the Paleo-Asian Ocean: Implications to the Break-up of Rodinia // Gondwana Research. 2003. V. 6. P. 143–159.

[3] *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.

[4] *Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В.* Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // ДАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.

[5] *Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Владимиров А.Г.* Синкинематический гранитоидный магматизм Западного Сангилена (ЮВ Тува) // Петрология. 2017. Т. 25. № 1. С. 92–118.

[6] *Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н.* Термохронология минглинг-даек Западного Сангилена (ЮВ Тува): свидетельства развала коллизионной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. P. 283–310.

[7] *Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Шелепаев Р.А., Руднев С.Н., Яковлев В.А., Семенова Д.В.* Баянкольская габбро-гранитная ассоциация: состав, возрастные рубежи, тектонические и геодинамические обстановки (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 7. С. 916–933.

[8] *Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Яковлев В.А., Куйбида Я.В.* Коллизионные граниты I- и S- типа Баянкольского массива (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы X Всероссийской петрографической конференции с международным участием. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2018. С. 174–179.

[9] *Searle M.P.* Emplacement of Himalayan leucogranites by magma ingection along giant sill complexes: examples from the Cho Oyu, Gyachung Kang and Everest leucogranites (Nepal Himalaya) // Journal Asian Earth Science. 1999. V. 17. P. 91–107.

[10] *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.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 109–110

МЕХАНИЗМЫ СМЕШЕНИЯ КОНТРАСТНЫХ ПО СОСТАВУ РАСПЛАВОВ НА КОНТАКТЕ ШИВЕЙСКОГО И ЧАДАЛСКОГО МАССИВОВ (КААХЕМСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ АРЕАЛ)

И.В. Кармышева[1, 2], А.М. Сугоракова[3], С.Н. Руднев[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, iri@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
[3] Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, samina51@inbox.ru

Проблема смешения различных по составу расплавов неоднократно привлекала внимание исследователей **[1–4]**. Было предложено несколько механизмов формирования минглинг-структур, связанных с различными составами мафических и салических расплавов, температурой, вязкостью, давлением, флюидонасыщенностью расплавов, тектоническими обстановками, глубинностью и длительностью процессов.

Многочисленные исследования Каахемского магматического ареала, расположенного в юго-западном обрамлении Сибирского кратона, выявили несколько этапов проявления габбро-гранитного магматизма **[5–7 и др.]**. Геологические и изотопно-геохронологические исследования кислых и основных пород позволяют говорить о тесной сопряженности контрастных по составу расплавов и процессах минглинга и миксинга в пределах исследуемого региона **[8]**. Одна из наиболее доступных и изученных зон проявления минглинга находится на контакте Чадалского габброидного и Шивейского граносиенитового массивов **[9–12]**. Возраст граносиенитов определен как 297.1±3.8 млн лет. Исходя из характера геологических взаимоотношений (см. ниже), таким же предполагается и возраст Чадалского массива **[11]**.

Контакт Шивейского и Чадалского массивов представляет собой сложное чередование кислых и основных магм с фестончатыми, сетчатыми и пламеневидными структурами на макро- и мезоуровнях, образовавшихся при механическом смешении контрастных по составу расплавов в процессе их практически одновременного внедрения, составляющем площадь около 12 км^2 **[8]**.

Проведенные полевые исследования позволили выявить два типа минглинг-структур на контакте Шивейского и Чадалского массивов, сформировавшихся в результате различных механизмов.

Первый тип структур характеризуется линзовидными и округлыми телами базитов в граносиенитах и заполнением кислыми расплавами трещин растяжения в краевых частях базитов. Наблюдается чередование зон, сложенных равномерно-зернистыми граносиенитами с массивной текстурой и округлыми ксенолитами базитов, и зон, сложенных разгнейсованными гранитоидами с линзовидными, вытянутыми и S-образными телами базитов. Направление минеральной линейности в граносиенитах и габброидах совпадает. Стоит отметить, что в зонах с отчетливой директивностью в породах количество тел базитов возрастает. Наблюдаемые структуры и комплекс предшествующих исследований **[8, 12]** позволяют предположить одновременное внедрение контрастных по составу расплавов и субсинхронные с ним процессы деформации. Смешение базитовой и кислой магмы могло произойти еще в магматической камере, однако отсутствие промежуточных зон на контакте базитов и гранитоидов свидетельствует о быстром протекании процессов смешения и последующего внедрения магм. Зоны с разгнейсованными гранитоидами и линзовидными телами базитов представляют собой плоскостные концентраторы деформаций, образовавшиеся в результате наложенных вязкопластичных тектонических движений. Расположение, ориентировка этих зон и частота их проявления зависят от направления приложенных сил и реологического состояния пород. Поскольку участки с максимальным насыщением базитовых включений являются более пластичными, это приводит к появлению зон течения базитового и гранитоидного материала.

Второй тип минглинг-структур представляет собой комбинированные дайки, прорывающие контактовую зону Шивейского и Чадалского массивов и срезающие минглинг-структуры первого типа. Они имеют четкие контакты с вмещающими породами, в строении преобладают

основные породы (до 80 %), гранитоиды заполняют пространство между телами базитов, образуя сетчатую структуру. Базиты слагают центральную часть дайки, а в краевых – более развиты гранитоиды. Внутри дайки между кислыми и основными породами наблюдаются характерные для минглинг-структур фестончатые и пламеневидные контакты. Отсутствуют зоны перехода, ороговикования и контактовых изменений. Формирование подобного типа даек связано с механизмом дилатации – синтектоническим инъецированием базитового расплава и теплового воздействия с их стороны на вмещающие породы **[13]**. Внедрение базитового состава происходит в трещины растяжения, связанные с условиями сдвига либо сжатия со сдвигом. Тепловой прогрев со стороны основных расплавов и одновременное локальное снижение литостатического давления приводят к плавлению вмещающих пород и выплавлению гранитоидов. Новообразованный кислый расплав заполняет краевые части даек и сеть трещин растяжения в консолидирующейся базитовой магме. Подобный механизм формирования комбинированных даек является следствием условий субгоризонтального сдвига или транспрессии, возможным на позднеколлизионном этапе развития орогена. Это вполне согласуется с условиями становления Шивейского и Чадалского массивов (~300 млн лет) на постколлизионной внутриплитной стадии развития региона **[7]**.

Наблюдаемые два типа минглинг-структур в контакте Шивейского и Чадалского массивов сформировались в различных условиях: 1 – смешение больших объемов базитовых и гранитоидных расплавов в камере и их последующее внедрение с наложенными тектоническими деформациями; 2 – формирование синтектонических комбинированных даек в условиях сдвига или сжатия со сдвигом.

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН, при поддержке РФФИ (проекты № 18-05-00105, 18-05-00851), Министерства образования и науки РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ).

[1] *Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А.* Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть Хилокский массив, Забайкалье // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 133–157.

[2] *Wilcox R.E.* The idea of magma mixing: history of a struggle for acceptance // The Journal of Geology. 1999. V. 107. P. 421–432.

[3] *Скляров Е.В., Федоровский В.С.* Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. № 2. С. 47–64.

[4] *Wiebe R.* Mafic replenishments into floored silicic magma chambers // American Mineralogist. 2016. V. 101. P. 297–310.

[5] *Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибикова Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б.* Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.

[6] *Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю.* Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1572–1600.

[7] *Сугоракова А.М., Хертек А.К.* Новые данные к вопросу о возрасте Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 50–60.

[8] *Сугоракова А.М.* Роль габброидного магматизма в формировании Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы IX Всероссийской петрографической конференции с международным участием. Томск, 2017. С. 395–398.

[9] *Сугоракова А.М.* Особенности контакта Чадалского габброидного и Шивейского щелочного гранит-кварцево-сиенитового массивов (Восточная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 6. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 2. С. 115–116.

[10] *Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В.* Щелочной гранит-кварцево-сиенитовый Шивейский массив (Восточная Тува) // Граниты и эволюция Земли. Геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Материалы I Международной геологической конференции. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2008. С. 92–97.

[11] *Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Лыхин Д.А.* Позднепалеозойский щелочно-гранитоидный магматизм Тувы и его связь с внутриплитными процессами в пределах Сибирского палеоконтинента // ДАН. 2011. Т. 439. № 5. С. 641–647.

[12] *Кадыр-Оол Ч.О., Сугоракова А.М., Хертек А.К.* Минералого-геохимические особенности пород зоны минглинга Шивейского и Чадалского массивов (Восточная Тува) // Региональная экономика: технологии, экономика, экология и инфраструктура: Материалы 2-й Международной научно-практической конференции. Кызыл, 2017. С. 169–173.

[13] *Владимиров В.Г., Яковлев В.А., Кармышева И.В.* Механизмы магматического минглинга в композитных дайках: модели диспергирования и сдвиговой дилатации // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 325–345.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 111–112

МАРИНКИН УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЙ МАССИВ (СРЕДНЕВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА): РЕГЕНЕРИРОВАННЫЕ ДУНИТЫ И ФОРМИРОВАНИЕ ХРОМИТИТОВ

Е.В. Кислов[1, 2], В.С. Каменецкий[3, 4], В.В. Вантеев[1, 2], А.В. Малышев[1]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, evg-kislov@ya.ru
[2] Улан-Удэ, Бурятский государственный университет им. Доржи Банзарова
[3] Хобарт, Австралия, Университет Тасмании, dima.kamenetsky@utas.edu.au
[4] Черноголовка, Институт экспериментальной минералогии РАН

Маринкин дунит-троктолит-габбровый массив находится в правом борту р. Тулдунь (левый приток р. Витим). Выход причудливой конфигурации: по длинной оси СЗ (320–330°) 5.5 км, ширина до 4 км. По Sm-Nd методу возраст 825±12 млн лет **[1]**. Вмещающие граниты близки к плагиогранитам рч. Кривой с возрастом 815 млн лет **[2]**. Массив отнесен к островодужной ассоциации **[3]**. Его формирование проходило в неопротерозойский этап ультрамафит-мафитового магматизма ЮВ складчатого обрамления Сибирской платформы, связанного с формированием Байкало-Муйского океанического бассейна Палеоазиатского океана и Келянской островодужной системы. Массив концентрически-зональный. Дуниты слагают ядро площадью 2 км^2. Габбро, троктолиты повсеместно замещены цоизитовыми, цоизит- и соссюрит-актинолитовыми породами. Массивные и густовкрапленные хромититы в дунитах на вершине гольца описали В.С. Косинов в 1964 г. и Э.Л. Прудовский в 1968 г. как линейную зону протяженностью около 300 м и мощностью около 1 м.

Изучены дуниты с повышенной вкрапленностью хромшпинели – массивные неравномерно-зернистые породы. Структура напоминает бластопорфировую или гранулярную. Породы черные – оливин насыщен мельчайшими ламелями хромита и магнетита, образовавшимися в результате распада твердого раствора. Оливин образует зерна размером от 0.n до 10 мм. Расположение зерен неоднородного размера незакономерное. Крупные ксеноморфные зерна имеют клавишное погасание. Мелкие идиоморфные зерна оливина однородные. В оливине присутствуют включения магнетита, хлорита (с включениями пентландита, пирротина, магнезита), доломита (с включениями магнезита), сидерита, галита, брусита, диопсида, амфибола, аспидолита, халькопирита, пентландита, лейстоподобные реликты серпентина (с включениями пентландита).

Хромшпинель представлена идиоморфными до ксеноморфных зернами до 1.5 мм. Зерна меньшего размера и повышенного идиоморфизма образуют включения в оливине. В пределах зерна отмечаются участки разного состава. По периферии и трещинам в центральной части зерен выделяется хроммагнетит. В хромшпинели присутствуют включения оливина, хлорита, галита, доломита, амфибола (с включениями хлорита и пентландита), хлорамфибола (с включениями ортопироксена, хлорапатита, пирротина и халькопирита), диопсида, флогопита, аспидолита, хлорапатита, пирротина, пентландита, халькопирита, сфалерита, брусита, магнетита, кальцита, анкерита, магнезита, эпидота, серпентина, возможно хлоридов Ca, Mg, K, Fe. Нередко минералы включений имеют оторочку хлорита. Диопсид во включениях обрастает то амфиболом, то оливином. Иногда это «незамкнутые атоллы». Иногда периферийная часть зерен хромшпинели насыщена идиоморфными лейстами хлорита. Отмечены галенит-пентландитовые прожилки. Хромшпинель образует срастания со шпинелью и хлорапатитом, часто окружена хлоритом и доломитом, с которыми встречаются брусит, халькопирит, пентландит и флогопит, нередко корродируется и даже замещается ими. Реже отмечается оторочка диопсида. На контакте с хромшпинелью среди неизмененного оливина с эпидотом отмечен турмалин ферувит.

Амфибол образует включения в хромшпинели, зерна в основной массе, хлорит-доломитовом агрегате, иногда неоднородный по составу (Ti, Al, Fe, Na, Cl), содержит до 5 % Cl и включения ильменита. Шпинель наблюдается в виде идиоморфных зерен, включений в оливине, обрастания хромшпинели. На контакте с хромшпинелью отмечается V-содержащий хром-

магнетит. Магнетит образует идиоморфные зерна, прожилки, а также ламелли и цепочки каплеобразных выделений в оливине. Хлорит и доломит формируют идиоморфные зерна, агрегаты. Отмечены «карманы» в зернах оливина, сложенные доломитом и хлоритом с подчиненными амфиболом, хромшпинелью, халькопиритом. Зерна оливина пересекаются трещинами, выполненными доломитом, иногда с пленками гидроксидов Fe. Реже встречаются магнезит, сидерит, кальцит, анкерит. Брусит, магнезит, кальцит и доломит часто содержат Fe, доломит – Sr, Mn. Кальцит иногда содержит Mg, включения магнезита. Встречено идиоморфное зерно магнезита с центральной зоной доломита.

Зерна сульфидов до 0.5 мм, часто состава пентландит ± пирротин ± халькопирит (иногда со структурами распада пентландита) ± хромшпинель ± хромит, срастания с хлорапатитом, амфиболом, магнетитом, магнезитом, включения доломита, барита, магнезита, сидерита, хлорита и серпентина. Обычно зерна сульфидов интерстициальные, в том числе в центральной части агрегатов доломита. Отмечены как идиоморфные зерна халькопирита и пентландита в оливине, так и прожилки пентландита, пирротина, халькопирита по трещинам в нем. Среди агрегата оливина, амфибола и хлорамфибола обнаружена интерстиция: стенки – Mg-содержащий магнетит, далее – пентландит, халькопирит, сфалерит и кубанит, в центре – магнетит с Mg и Ni, сидерит с Zn, Ni, Mg, Mn, гетит с Mg. Отмечено замещение магнетитом по периферии, трещинам и пятнам, оторочки и замещение сидеритом. Пентландит по трещинкам замещается миллеритом. Среди оливина найден кубанит. В магнетите отмечено зерно гринокита CdS с изоморфной примесью Fe, Cu и Zn.

Особенности Маринкина массива свидетельствуют о многократной перекристаллизации при изменении геологических и термодинамических условий и значительном термальном и флюидном воздействии поздних гранитов. В результате ультраосновные породы были регенерированы, а основные – изменены. Хромититы обнаружены на вершине гольца, что необычно для такого оруденения, для которого более характерно нахождение в придонных частях интрузивов. Идиоморфные включения хлорита в хромшпинели показывают, что зерна последней формировались путем собирательной перекристаллизации. Необычны реликтовый серпентин и незначительная серпентинизация, немагматический состав включений в хромшпинели, оливине и сульфидах интерстициального парагенезиса, неоднородный состав оливина и хромшпинели, клавишное погасание и ламелли в оливине, идиоморфность хлорита, развитие изометричного магнетита, не содержащего Ti. Хромитовое оруденение сформировалось в процессе регенерации дунитов.

Исследование выполнено в рамках госзадания ГИН СО РАН, проект IX.130.3.3, № гос. рег. АААА-А17-117011650012-7 при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00337) с использованием возможностей Аналитического центра минералогических, геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН.

[1] *Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А.* Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // ДАН. 1998. Т. 360. № 1. С. 88–92.

[2] *Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И., Шалаев В.С.* Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.

[3] *Цыганков А.А.* Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 306 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 113–114

ГРУППИРУЮЩАЯСЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

А.В. Ключевский[1], В.М. Демьянович[1], А.А. Ключевская[1], Г.М. Ружников[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, akluchev@crust.irk.ru
[2] Иркутск, Институт динамики систем и теории управления им. В.М. Матросова СО РАН

Сильные тектонические землетрясения обычно регистрируются как главный толчок и серия афтершоков, которым иногда предшествуют форшоки. Теория генерации афтершоков полагает, что причина этого явления определяется совокупностью трех процессов: сейсмодеформационной нагрузкой, зарождением центров неустойчивости и разрушением среды. Их кооперативное действие приводит к нарастанию напряжений до критического уровня на меньших по размеру трещинах (на ином иерархическом уровне), чем размер подвижки в очаге главного толчка. При этом часть из трещин также переходит в неустойчивое состояние с лавинообразным возникновением сейсмических событий меньшей энергии. Под роем толчков обычно понимается сейсмический процесс с толчками умеренной силы при отсутствии событий с энергией, существенно превышающей среднюю величину. Рои часто корреспондируют с зонами современной вулканической и геотермальной активности при тектоническом режиме растяжения и в трансистентном режиме, когда они локализуются в пределах дилатансионных пустот. Для объяснения свойств роев предложена механическая модель, включающая миграцию магматических флюидов через сети взаимодействующих трещин сдвига и растяжения **[1]**. Такие взаимодействующие разломно-трещинные сетки действуют как проводники для гидротермальных и гидрокарбонатных, а также магматических флюидов, действие которых вызывает ускоренное снятие напряжений и релаксацию среды.

В практике формирования каталогов землетрясений без афтершоков часто используется программа В.Б. Смирнова, в которой реализован алгоритм, описанный в работе **[2]**. Принцип отделения афтершоков от всех остальных событий, называемых «фоновыми», основан на сопоставлении наблюдаемых и теоретических распределений толчков в пространстве и времени. Поскольку группы афтершоков и группы роевых событий имеют разную физическую природу и различное распределение толчков во времени, для однородности выделения группирующихся сейсмических событий в литосфере БРЗ нами применен метод скользящего окна **[3]**. За период 1966–2008 годы в Байкальском регионе выделено 658 групп толчков: из них 103 и 519 – афтершоковые и роевые последовательности, а 36 – взрывы. Результаты исследования объединены в «Каталог группирующихся землетрясений Прибайкалья», на основе которого построены карты распределения групп толчков и плотности групп толчков по территории региона для всей совокупности сейсмических кластеров, а также для афтершоковых и роевых последовательностей отдельно. Анализ карт указывает на то, что группы распределены довольно равномерно по всей территории БРЗ, однако имеются участки повышенной плотности групп. Не наблюдается какого-либо пространственного разобщения групп афтершоков и роевых толчков – в местах генерации афтершоков обычно происходят и рои сейсмических событий. Анализ временного распределения групп толчков показал, что максимумы чисел групп толчков формируются вслед за геодинамическими активизациями литосферы БРЗ. В сейсмическом процессе постоянно присутствует афтершоковая и роевая сейсмичность.

Пространственно-временная локализация групп толчков и их выделение из общей картины сейсмического процесса указывают на особую роль групповых событий в сейсмотектонических деформациях литосферы. Поскольку афтершоковый процесс отражает перераспределение напряжений и деформаций в очаге после главного землетрясения, а роевый – изменение реологических свойств локального объема среды, группы землетрясений можно отнести к «наведенной» сейсмичности, вложенной в общую картину регионального сейсмического процесса. Сопоставление фоновой и группирующейся сейсмичности указывает на существенную роль последней в сейсмотектоническом деформировании литосферы БРЗ, и, на основании различной геофизической природы процессов, при геодинамическом и тектонофи-

зическом анализе рекомендуется исследовать фоновую и группирующуюся сейсмичность раздельно.

Исследование групп землетрясений продолжено, и в настоящей работе представлены результаты изучения группирующейся сейсмичности БРЗ за 1966–2014 гг. Значительное повышение количества выделенных групп обусловлено применением итерационных процессов, позволивших выделить небольшие массивы группирующихся землетрясений. Отметим, что основные выводы работы **[3]** не претерпели существенных изменений, так как вклад небольших групп не оказал значительного влияния на общее пространственно-временное и энергетическое распределение группирующейся сейсмичности в БРЗ.

Исследование выполнено при частичной поддержке РФФИ (проект 17-57-44006) и проекта НИР (0346–2019–0001).

[1] *Hill D.P.* A model of earthquake swarms // Journal of Geophysical Research. 1977. V. 82. P. 1347–1352.

[2] *Молчан Г.А., Дмитриева О.Е.* Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // Вычислительная сейсмология. 1991. Вып. 24. С. 19–50.

[3] *Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А.* Группы землетрясений Байкальской рифтовой зоны: статистика и пространственно-временное распределение // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 99–101.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 115–116

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ I-, S- И A-ГРАНИТОИДЫ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ И ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ: СИНХРОННЫЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ КОНТРАСТНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПОВ

А.М. Козловский[1], В.В. Ярмолюк[1], Е.Б. Сальникова[2], А.В. Травин[3], В.М. Саватенков[2]

[1] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, amk@igem.ru
[2] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Реконструкция геодинамических условий на основе изучения состава магматических пород – одно из наиболее распространенных направлений геологических исследований. Однако гранитоиды представляют собой неблагодарный материал для таких построений. Это связано с тем, что основными факторами, определяющими состав гранитоидов, выступают их источники, а не геодинамические условия. Разделение гранитоидов на I-, S- и M-типы предполагает доминирование интрузивного, осадочного или мантийного компонента в источнике магм. Гранитоиды A-типа выделяются из этого ряда, поскольку значение литиры «A» (от alkaline, anhydrous и anorogenic) ничего не говорит об источниках магм. Несмотря на то, что гранитоиды этого типа распространены достаточно широко, условия их формирования остаются дискуссионными. При этом особое значение приобретают регионы с синхронным формированием гранитов разных геохимических типов. Одними из таких регионов являются Монгольский Алтай и Заалтайская Гоби, где в конце палеозоя формировались гранитоиды A-, I- и S-типа. Эти районы имеют резко различающееся геологическое строение. Монгольский Алтай сложен преимущественно метаосадочными комплексами аккреционного клина раннепалеозойской активной континентальной окраины. Заалтайская Гоби является ярким примером островодужных террейнов, сформированных в среднем палеозое во внутриокеанических условиях. Аккреция этих структур произошла в конце девона, что зафиксировано поздним эпизодом метаморфизма в Алтае и синхронными деформациями в Заалтайской Гоби. В связи с этим, позднепалеозойский гранитоидный магматизм в этих структурах может рассматриваться как постаккреционный или внутриплитный.

В **Монгольском Алтае** Улан-Чулунский массив сложен массивными биотитовыми гранодиоритами со следами роговой обманки, возраст которых составляет 274±5 млн лет **[1]**. Доминирующими породами массива Баян-Торой являются массивные биотитовые граниты с возрастом 300±1 млн лет **[2]**. Сходные биотитовые граниты распространены также вдоль осевой части хр. Монгольский Алтай, где их возраст оценен в 280±4 млн лет **[2]**. Баян-Ундерский массив с возрастом 271±7 млн лет **[1]** сложен массивными порфировидными биотитовыми гранитами с фенокристами K-полевого шпата и реликтами роговой обманки. Крупный многофазный Баян-Легский плутон включает биотит-роговообманковые гранодиориты, биотитовые (± роговая обманка) граниты, двуслюдяные лейкограниты и дайки аплитов. Возраст гранодиоритов северной части массива составляет 318±2 млн лет ($^{40}Ar/^{39}Ar$), 321±8 млн лет (U-Pb ID-TIMS), а южной части – 304±2 млн лет (U-Pb ID-TIMS). Таким образом, позднепалеозойский этап формирования гранитоидов в Монгольском Алтае протянулся с ~320 до 270 млн лет назад.

В геохимическом плане позднепалеозойские гранитоиды Монгольского Алтая преимущественно пересыщены глиноземом (A/CNK от 0.99 до 1.10). Их составы на диаграммах **[3]** попадают в поля гранитоидов вулканических дуг с небольшой долей внутриплитных. На диаграммах **[4]**, предложенных для выделения гранитоидов A-типа, позднепалеозойские граниты Монгольского Алтая в основном согласуются с полем составов гранитов I-, S- и M-типа с малым участием гранитов A-типа. Таким образом, учитывая присутствие биотита и роговой обманки в модальном составе гранитоидов, можно сказать, что гранитоиды Монгольского Алтая преимущественно относятся к I-типу с малой долей гранитов S-типа (двуслюдяные лейкограниты массива Баян-Лег) и, возможно, A-типа.

В **Заалтайской Гоби** массив Суман-Хад сложен гиперсольвусными щелочно-полевошпатовыми кварцевыми сиенитами и гранитами со щелочным амфиболом и эгирином. Оценки возраста массива составляют 312±5 млн лет **[2]** и 317±2 млн лет ($^{40}Ar/^{39}Ar$). Массив порфировидных транссольвусных кварцевых сиенитов и эгириновых гиперсольвусных щелочно-полевошпатовых гранитов Дунд-Нуруу имеет возраст 290±7 млн лет ($^{40}Ar/^{39}Ar$). Массив Хатан-Хайрхан сложен гиперсольвусными щелочно-полевошпатовыми гранитами с биотитом и иногда щелочным амфиболом, по которому был определен возраст 293±2 млн лет ($^{40}Ar/^{39}Ar$). В западной части хр. Эдренгийн-Нуруу массив Юмт-Ула, сложенный гиперсольвусными щелочно-полевошпатовыми гранитами со щелочным амфиболом и более поздним эгирином, имеет возраст 318±2 млн лет ($^{40}Ar/^{39}Ar$). В центральной части хр. Эдренгийн-Нуруу транссольвусные биотитовые (± роговая обманка) граниты имеют возраст 285±4 млн лет ($^{40}Ar/^{39}Ar$). В пределах крупного гнезда гранитоидов в хр. Адж-Богд гиперсольвусные щелочно-полевошпатовые граниты и транссольвусные кварцевые щелочно-полевошпатовые сиениты формировались 294±5 **[5]** и 290±3 ($^{40}Ar/^{39}Ar$) млн лет назад. В целом, диапазон формирования этих гранитоидов в Заалтайской Гоби составляет ~320–285 млн лет назад.

Особенностью состава позднепалеозойских гранитоидов Заалтайской Гоби является доминирование метаглиноземистых и агпаитовых пород (A/CNK 0.87–1.06, A/NK 0.90–1.33). На диаграммах **[3]** их составы почти в равной степени распределены между полями гранитоидов вулканических дуг и внутриплитных, а на графиках **[4]** они, за редким исключением, соответствуют гранитам А-типа. С учетом щелочной минералогии, это позволяет отнести позднепалеозойские граниты Заалтайской Гоби к А-типу.

В результате сопоставления данных о возрасте и составе позднепалеозойских гранитоидов Монгольского Алтая и Заалтайской Гоби можно говорить, что в едином возрастном интервале ~320–270 млн лет назад в этих террейнах спустя значительный промежуток времени после их аккреции происходило формирование гранитоидов различных геохимических типов. В пределах ювенильной коры Заалтайской Гоби формировались гранитоиды А-типа, а на аккреционном клине Монгольского Алтая – преимущественно I-граниты. И в том, и в другом случае положение этих гранитоидов соответствует постаккреционному или внутриплитному. Таким образом, состав гранитоидов определяется природой вмещающей континентальной коры, а не тектоническими условиями.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00434).

[1] *Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикова Е.В. и др.* Возраст и источники гранитоидов зоны сочленения каледонид и герцинид Юго-Западной Монголии: геодинамические следствия // Петрология. 2007. Т. 15. С. 133–159.

[2] *Kröner A., Lehmann J., Schulmann K. et al.* Lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia: Early Paleozoic rifting followed by Late Paleozoic accretion // American Journal of Sciences. 2010. V. 310. P. 523–574.

[3] *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25. P. 956–983.

[4] *Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 95. P. 407–419.

[5] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др.* Геохронология магматических пород и специфика формирования позднепалеозойской Южно-Монгольской активной континентальной окраины Сибирского континента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. С. 59–80.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 117–119

ДРЕВНИЕ ДИАМИКТИТЫ (ТИЛЛИТЫ) В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ БОЛЬШАЯ ЧЕРНАЯ НА СЕВЕРЕ ЗААНГАРСКОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (ВЕСТИ С ПОЛЕЙ 2019)

А.А. Колесникова[1], **Н.Б. Кузнецов**[1, 2], **Б.Г. Покровский**[1], **А.В. Баршин**[2], **Д.В. Московский** [1, 3]

[1] Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru,
[2] Москва, Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина,
[3] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

На севере заангарской части Енисейского кряжа известны выходы позднедокембрийских диамиктитов, интерпретируемых как ледниковые образования. Обширные площади их распространения зафиксированы в долине верхнего течения р. Вороговка **[1–3]**. Аналогичные образования распространены локально в среднем течении р. Чапа, в районах устья р. Чивида **[5]** и р. Суктальма **[1, 2]**. Кроме того, диамиктиты обнаружены нами (совместно с А.В. Шацилло и С.В. Рудько летом 2018 г.) в верхней части крупного скального обнажения (в котором представлен разрез так называемой «шоколадной пачки» **[4])**, расположенного на правом борту долины р. Чапа в пространстве между устьями рек Чингасан и Чивида.

В полевой сезон 2019 г. диамиктиты задокументированы нами в нижнем течении р. Большая Черная (рисунок, 1). Поле распространения этих образований на Государственной геологической карте **[6]** показано как чивидинская свита верхов верхнего протерозоя. Эти диамиктиты изучены нами в протяженном (~600 м) высоком (до 20 м) скальном обнажении на правом берегу р. Большая Черная. Координаты точки, расположенной примерно в средней части этого обнажения, N61°20'10.73"; E91°33'29.66". Нижний по течению край обнажения расположен в ~500 м выше устья руч. Большой – левого притока р. Большая Черная.

Диамиктиты – несортированная масса, сложенная разноразмерными (1–2 см – 1.5 м) обломками (кластами) разной формы и остроугольности, помещенными в песчаный (с примесью дресвы) и песчано-алевритовый матрикс (рисунок, 2, 3). По генетической природе эти диамиктиты, очевидно, принадлежат ледниковым образованиям. На это указывает наличие «утюгообразных» кластов, ледо- и ветрогранников, драйкантэров и ледниковой штриховки на отполированных поверхностях многих кластов (рисунок, 4, 5). Диамиктиты имеют еще одну очень яркую особенность строения – зональность в распределении кластов разного состава, выражающуюся в том, что в нижней (по течению р. Большая Черная) части обнажения (рисунок, 1, левая часть) класты сложены исключительно розовыми двуполевошпатовыми, преимущественно крупнокристаллическими гранитами (рисунок, 2). Матрикс диамиктитов имеет здесь красноватые окраски и представлен аркозом – измельченным гранитным материалом того же состава, что и помещенные в этот матрикс гранитные класты. В верхней (по течению р. Большая Черная) части обнажения (рисунок, 1, правая часть) класты в диамиктитах – это известняки и редко серые граниты, полимиктовые песчаники, алевролиты и алевро-аргиллиты (рисунок, 3). Матрикс диамиктитов здесь имеет серый цвет и полимиктовый состав.

Граница между «розовыми» (гранито-кластовыми) и серыми (известняково-кластовыми) диамиктитами резкая, погружается под углом 50° к югу. При составлении геологической карты **[6]** эта граница интерпретирована, по-видимому, как граница пачек в разрезе валунных конгломератов чивидинской свиты, т.е. как отражение слоистости. Однако наше понимание этих конгломератов как ледниковых образований фактически не допускает возможности существования слоистости в них.

Известно, что для современных ледников, образованных при слиянии двух и более «ледников-истоков», характерны срединные морены (рисунок, 6). Они образуются за счет пространственного совмещения боковых морен «ледников-истоков». В случаях, когда в геологическом строении бортов долин «ледников-истоков» участвуют породы различного состава, разные поперечные части срединной морены сложены разным обломочным материалом (рисунок, 7).



Диамиктиты нижнего течения р. Большая Черная (1–5) и их интерпретация (6–7).

Например, если в строении левого борта долины правого «ледника-истока» участвуют граниты, а правый борт долины левого «ледника-истока» сложен известняками, то у ледника, образованного при слиянии этих «ледников-истоков», образуется срединная морена, имеющая ярко выраженную зональность. Зональность выражена в том, что правая часть морены сложена гранитной, а левая – известняковой кластикой. Подобная ситуация типична для современных ледников Шпицбергена, Гренландии и других областей. По аналогии с этой ситуацией мы интерпретируем диамиктиты, развитые на рассмотренном участке обнаженного правого берега р. Большая Черная, как образования срединной морены континентального горно-долинного ледника.

Рассуждая о возрасте и стратиграфическом положении рассматриваемых диамиктитов, отметим, что структурно выше них залегают карбонаты лебяжинской свиты нижнего кембрия (или самых верхов венда – нижнего кембрия **[5]**), разрез которой наращивается к северу, т.е. в сторону,

от диамиктитов. Показанные на карте **[6]** тектонические взаимоотношения толщ, очевидно, являются отражением того, что раздел между диамиктитами разного состава интерпретирован как слоистость.

В соответствии с нашей интерпретацией первичное положение этого раздела изначально было не горизонтальным (это – не граница пачек), а вертикальным (это – прилегание диамиктитов разного состава). Если из современного наклонного залегания вывести этот раздел в его первичное (вертикальное) положение, то слоистость лебяжинских карбонатов станет горизонтальной. С учетом того, что реальные взаимоотношения диамиктитов и лебяжинских карбонатов не установлены, нельзя исключать их первично-стратиграфический контакт – стратиграфическое налегание лебяжинских карбонатов на диамиктиты, а следовательно, и предкембрийский возраст диамиктитов.

Исследования соответствуют гос.заданию ГИН РАН. Полевые работы профинансированы РФФИ (проекты № 19-05-00794 и 19-05-427).

[1] *Григорьев В.Н., Семихатов М.А*. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1958. № 11. С. 44–57.

[2] *Николаев И.Г.* Ледниковые отложения (тиллиты) нижнекембрийского возраста в Енисейском кряже // Известия главного геолого-разведочного управления. 1930. Т. XLIX. № 7. С. 781–798.

[3] *Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В., Рудько Д.В.* 90 лет тиллитам в верховьях реки Вороговка на Енисейском кряже (вести с полей 2017) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 223–225.

[4] *Семихатов М.А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 242 с. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 68).

[5] *Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Кокин О.В.* Геохимия изотопов C, O, SR и хемостратиграфия неопротерозойских отложений севера Енисейского кряжа // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 2. С. 197–221.

[6] *Струнин Б.М., Тучрин А.В., Писаренко Р.И.* Государственная геологическая карта. М-б 1:200000. Лист P-46-XX. Л.: Картфабрика объединения «Аэрогеология», 1976.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 120–122

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕЛЕНГИНО-ИТАНЦИНСКОЙ ВПАДИНЫ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА (ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА)

В.Л. Коломиец

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kolom@ginst.ru
Улан-Удэ, Бурятский государственный университет им. Доржи Банзарова

Селенгино-Итанцинская впадина является составной частью Усть-Селенгинской депрессии – самой крупной отрицательной морфоструктуры Юго-Восточного Прибайкалья (Байкальская рифтовая зона). Фофоновской кристаллической перемычкой она обособляется от собственно Усть-Селенгинской впадины. К позднему плейстоцену данного района относится низкий террасовый комплекс р. Селенги – III–I надпойменные террасы. Верхние части осадочных толщ III и II террас изучены в карьере на правом склоне долины р. Ловцовой в 1 км выше от места ее впадения в р. Селенгу.

Толща III террасы (15–20 м, ермаковско-раннекаргинское время позднего неоплейстоцена, $a^3Q_3^1$) в целом имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза, как правило, сложена косослоистыми галечниками, а также крупно- и грубозернистыми песками с гравийными включениями. Осадки раннекаргинской, верхней, части (данные радиотермолюминесцентного датирования – 45000±4500, 35000±5000 лет назад, субзоны Блейк и Лашамп ортозоны Брюнес по магнитостратиграфической шкале квартера), вскрытой до глубины 8 м, представлены довольно широким тонкообломочным литологическим разнообразием – от песчаных алевритов (средневзвешенный диаметр частиц x=0.08–0.10 мм), алевропесков (x=0.16–0.17 мм), алевритовых песков (x=0.18–0.20 мм) до средне- и мелкозернистых алевритовых песков (x=0.22 мм). Коэффициенты сортировки Траска S_0, стандартное отклонение σ составляют 1.26–1.48 и 0.04–0.22 соответственно и характеризуют осадки как совершенно, очень хорошо и хорошо сортированные, что отражает значительное расстояние транспортировки и пониженную скорость седиментации. По коэффициентам асимметрии, вычисленным по методу статистических моментов ($\alpha>0$), и асимметрии Траска ($S_k<1$) со сдвинутыми модами в сторону крупных частиц энергетические уровни живых сил седиментации оцениваются как нормальные. Значения эксцесса положительны (τ=3.41–38.74), что указывает на определенную стабильность этой среды. Величина коэффициента вариации ν по всей толще составляет 0.54–0.76, что подтверждает аквальное происхождение изучаемых осадков и принадлежит области совмещенного аллювиально-лимнического генезиса.

Накопление осадков III террасы происходило в озеровидных, неглубоких (до 2 м) водоемах при наличии разветвленной фуркирующей сети проток р. Пра-Селенга со слаботурбулентным гидрологическим режимом. По величине числа Фруда водотоки относились к равнинному ($Fr<0.1$) типу постоянных, в достаточно степени оформленных русел с водосборной площадью более 100 км^2, свободным течением воды в обычных, комфортных и очень комфортных условиях состояния ложа (коэффициент шероховатости n=42.8–50.7); φ-критерий устойчивости (меньше 100 единиц) определяет такие палеопотоки как слабоподвижные.

Фациальная причастность осадков III террасы неоднозначна – алевритово-песчаные разновидности накапливались в акватории озерного водоема со слабым волнением и придонным течением (лимническая макрофация), а средне- и мелкозернистые пески приносились мигрирующими речными потоками с пониженными скоростями движения воды (речная макрофация).

Вторая надпойменная терраса (10–12 м, позднекаргинская эпоха, $a^2Q_3^2$), как и третья, состоит из двух толщ (27000±3500, 22000±5500 л.н., субзоны Лашамп и Моно ортозоны Брюнес). Низы сложены слоистым псефитово-псаммитовым материалом, верхи – песчано-алевритовыми осадками. В строении основания террасы, изученного на некотором удалении от карьера, в приустьевой части р. Итанца, принимают участие гравийно-галечно-песчаные смеси

(x=9.55 мм). Показателем небольшой дальности переноса и повышенной скорости седиментации служит плохая сортировка или ее полное отсутствие (S_0=5.88, σ=5.55). Эксцесс отрицательный, что определяет дисбалансированность хода тектонических событий, которая способствовала росту экзогенных сил, в первую очередь усилению эрозии и склоновых процессов.

Палеогидрологические показатели аккумуляции максимально контрастны. Развитие получили крупные горные потоки с подвижными грядовыми формами (Fr=0.47), извилистым крупногалечными строением ложа и неспокойным быстрым течением (n=22.9, скорость течения 2.07 м/с). Пульсационная срывающая скорость транспортировки обломочного материала составляла 1.21 м/с, придонная скорость отложения 0.78 м/с, глубина в меженный период – до 1 м с существенным увеличением в паводок до 6.8 м и уклон водного зеркала – до 9.1 м/км. Следовательно, осадки принадлежат русловой группе фаций – преимущественно аллювиальным русловым грядовым с подчиненной ролью в разрезах пойменных песков.

Верхняя толща (вскрытая мощность – 7 м) сложена массивной лессовидной супесью палевого цвета (залегание 0.0–1.8 м), палевым субгоризонтально- и слабоволнисто-слоистым песчаным алевритом (1.8–3.2 м, x=0.12–0.14 мм), серыми ритмично-тонкослоистыми субгоризонтально-волнистыми алевритово-мелкозернистыми песками (3.8–5.2 м, x=0.17 мм) и серыми, коричневато-серыми субгоризонтально-наклонными мелкозернистыми песками (5.2–7.0 м, x=0.19 мм). Текстура в целом субгоризонтально-волнистая, выдержана по простиранию, отмечается определенная ритмичность в распределении прослоев – чередование по вертикали светлых, более зернистых, и темных, менее зернистых, слойков.

Аккумуляция верхней части толщи совершалась в условиях мелководных (до 1.0–1.5 м) проточных озерных бассейнов со слаботурбулентным гидрологическим режимом водотоков. Палеопотоки, транспортировавшие в эти озера рыхлые наносы, характеризовались равнинным (Fr<0.1) типом естественных русел с площадью водосбора >100 км^2 в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды (n>40). Их динамика в подавляющем большинстве имела режим, переходный между ламинарным и турбулентным типами осаждения (0.1<x<1.0). По φ-критерию устойчивости русел (меньше 100 ед.) они относятся к слабоподвижным и не способным производить значительный объем гидроэрозии, которая могла бы привести к масштабным плановым изменениям рисунка гидрографической сети и рельефа местности. Диапазон зерен и высокая суммарная доля алевритов (больше 90 %) указывают на отложение данных осадков в прибрежной полосе акватории озерных водоемов с преобладанием береговых и прибрежных фаций лимнической макрофации.

Результаты изучения микрофлористических остатков реконструируют доминантное положение в палеоландшафтном облике депрессии в каргинское время лесостепных участков с *Pinus silvestris* L., перемежавшихся со степными мезофитными группировками. Кроме лесостепи, имели место разреженные леса с богатым травянистым покровом и небольшим присутствием широколиственных пород (*Corylus* sp., *Juglans* sp., *Quercus* sp., *Fagus* sp., *Ulmus* sp.).

Первая надпойменная терраса (7–8 м; $a^1Q_3^4$–Q_4^1) финальнонеоплейстоцен-раннеголоценового возраста изучена к северу от с. Татаурово. Ей также свойственна двучленность строения: сверху залегают тонкообломочные породы – песчаные алевриты (x=0.07), мелкозернистые алевропески (x=0.1) и пески (x=0.19), ниже, с глубины 2.5 м, – галечники с валунами и гравийно-песчаным заполнителем (x=13.5).

Отложения верхней толщи совершенно и хорошо сортированы (σ=0.07–0.19). Положение моды и медианы осадка не совпадает: присутствует перекос в сторону мелких частиц (S_k>1), что устанавливает невысокий баланс живых сил среды седиментации при устойчивом протекании тектонических процессов (положительные значения эксцесса в пределах первых десятков и сотен единиц). По коэффициенту вариации аккумуляция происходила в водной среде – неглубокие (0.8–1.1 м) озеровидные условия постепенно замещались нединамичными речными.

Нижняя толща накапливалась в условиях балансирования на грани «устойчивость – неустойчивость» процессов эндо- и экзогенеза (небольшие плюсовые значения эксцесса в пределах единицы) с высоким энергетизмом (S_k<1; α>0) при малом пути перемещения субстрата, что подтверждается полным отсутствием сортировки осадков. Значения коэффициента вариации (ν=1.46) определяют среду седиментации как крупный стационарный русловой поток (срывающая скорость начала транспортировки субстрата – 1.19 м/с, скорость прекращения движения 0.76 м/с, скорость течения 2 м/с, глубина 0.9–3.2 м, уклон водного зеркала 0.97 м/км, ширина до 1.26 км с отдельными рукавами 120–130 м) горно-грядового типа (Fr=0.46).

Таким образом, низкие надпойменные террасы впадины имеют общие черты строения. Для них характерно наличие двух литологически отличных толщ: нижней, песчано-грубообломочной аллювиального происхождения, и верхней, алевритово-псаммитовой смешанного аллювиально-озерного и лимнического происхождения. На отрезке от ермаковского времени позднего неоплейстоцена до границы с голоценом во впадине установлено присутствие нескольких мелководных проточных озерных водоемов, гидродинамическая ситуация накопления наносов в которых была примерно аналогичной. Реки, транспортировавшие осадочный материал, за это время неоднократно претерпевали существенные изменения своего гидрологического режима – от горно-грядового типа до равнинного. Одной из возможных причин возникновения лимнических обстановок образования осадков были кратковременные поднятия уровня вод Байкала с последующей их ингрессией **[1]**. Эта черта свойственна и другим впадинам центральной части Байкальской рифтовой зоны, открытых к озеру (Котокельская, Нижнетуркинская, Налимовская, Усть-Баргузинская). В строении низких надпойменных террас присутствуют толщи озерного генезиса, что указывает на одни и те же неотектонические и палеоклиматические факторы седиментогенеза **[2]**.

Для палеоландшафтов каргинского времени Селенгино-Итанцинской впадины и ее горного обрамления было характерно господство сосновых с примесью березы и разреженных осветленных лесов. По мере приближения событий к окончанию этого времени происходит постепенное уменьшение размера руслоформирующих фракций, параметров процесса седиментации, а также водности в целом, что связано с аридизацией климата, вызванной наступлением новой, сартанской, эпохи, похолодания. Отражением ее явилось развитие многолетней мерзлоты, термокарстовых аласовых западин, бугров пучения и других криогенных эпигенетических мезо- и микроформ рельефа на уже образовавшихся террасовых поверхностях.

[1] *Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др.* Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.

[2] *Коломиец В.Л.* Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. 18 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 123–125

ВЫСОКАЯ 40-МЕТРОВАЯ ТЕРРАСА РЕКИ СЕЛЕНГИ (РАЗРЕЗ БОЛДОК, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): СТРОЕНИЕ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ, СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ВОЗРАСТ

В.Л. Коломиец[1, 2], Р.Ц. Будаев[1], А.В. Перевалов[1]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kolom@ginst.ru
[2] Улан-Удэ, Бурятский государственный университет им. Доржи Банзарова

О генезисе, условиях накопления и возрасте песков больших мощностей Байкальской Сибири в течение долгого времени идет оживленная дискуссия. Впервые данные толщи были описаны И.Д. Черским в 70–80-х годах XIX столетия и определены им как образования озерного генезиса постплиоценового возраста. Широкое распространение песков и их высокое залегание Черский объяснял высоким стоянием байкальских вод. Позднее, в 20–30-х гг. XX в., пески изучались В.А. Обручевым, принявшим идеи Черского и считавшим существование в регионе «многоозерья» ступенчатой цепью неглубоких водоемов, соединенных протоками речного облика. Д.-Д.Б. Базаровым был предложен механизм седиментации кривоярской свиты и других подобных ей толщ слоистых песков повышенных мощностей, имеющих весьма широкое распространение во всех крупных межгорных впадинах Прибайкалья и Западного Забайкалья. Определено полигенетичное происхождение алевритово-псаммитовых осадков, обусловленное накоплением в мелководных условиях, связанных с существованием тектонических подпоров перед антецедентными и эпигенетическими сужениями речных долин **[1]**. Есть и полное отрицание водного генезиса описываемых осадков. К этому лагерю принадлежит В.Н. Олюнин, который устанавливал их ветровое и склоновое происхождение **[2]**.

К подобным образованиям относится и осадочная толща высокой аккумулятивной террасы р. Селенги относительной высоты 40 м над урезом воды. Разрез «Болдок» вскрывает данное образование на правом берегу р. Селенги в пределах Убур-Дзакойского структурного понижения Усть-Джидинской впадины (координаты: N 50°42'31.3", E 106°18'34.3"). Основываясь на полевых текстурных наблюдениях и данных гранулометрического анализа отложений, пробы для которого были отобраны по всей стенке разреза из каждого горизонта, в толще зафиксировано семь литологических пачек осадков – от алевритово-песчаных до дресвяно-щебнистых и гравийно-галечных размерностей субгоризонтального, наклонного и косого залегания. При помощи применяемой в наших исследованиях методики изучения осадочных толщ аквального генезиса реконструированы условия среды седиментации, в которых осуществлялось их формирование, а также установлен абсолютный радиотермолюминесцентный (РТЛ) возраст отдельных слоев **[3, 4]**.

Первая литологическая пачка залегает на интервале разреза 3.2–4.5 м. Выше нее расположен покровный слой главным образом эолового генезиса, содержащий четыре горизонта погребенных почв переменчивой мощности. Пачка сложена алевритово-мелкозернистыми песками (средневзвешенный диаметр частиц x=0.19–0.22 мм) с неотчетливо выраженной субгоризонтальной текстурой и мощностью слойков до 10 мм. Статистические параметры осадков определяют их хорошую отсортированность (стандартное отклонение σ=0.17–0.18), которая образовалась при транспортировке субстрата на большое расстояние. Положительное модальное смещение с превалированием моды осадка над его медианой (коэффициент асимметрии α>0), указывает на наличие достаточного энергетического потенциала для обработки крупнозернистой части гранулометрического спектра отложений. Высокие значения эксцесса (τ), исчисляемые первыми сотнями единиц, констатируют спокойный характер протекания тектонических явлений на данной территории. Параметры коэффициента вариации ν>0.8 устанавливают аквальное происхождение первой пачки, и соответствуют речным условиям с поступательным движением воды и изменением водности потоков по сезонам года.

Следовательно, осадки накапливались в аллювиальной среде, которая характеризовалась равнинным типом (число Фруда Fr=0.03–0.04) естественных русел, находящихся в весьма бла-

гоприятных условиях – чистых, незасоренных, выработанных в рыхлых породах, со свободным течением (коэффициент шероховатости n>40). Скорости течения составляли 0.4 м/с, глубины изменялись от 0.4–0.5 в межень до 1.3–1.4 м при полном заполнении русла водой, уклон продольного профиля – 0.2–0.3 м/км, ширина – 50–60 м. Последнее обстоятельство можно объяснить наличием фуркационных явлений с дроблением единого потока на ряд рукавов (число Лохтина Λ=1.85–1.93). В фациальном отношении осадки принадлежат к нерусловым фациям.

На глубине разреза 4.5–7.7 м залегает вторая литологическая пачка, состоящая преимущественно из ритмичных субгоризонтально-слоистых песков с преобладанием мелкозернистых частиц (x=0.19–0.22 мм). Высокие процентные содержания (до 83 %) мелкозернистого песка определили совершенную и очень хорошую его сортировку (σ=0.08 0.13), умеренный энергетизм среды седиментации (α=0.73–2.94). Вместе с тем значения эксцесса не обладают таким постоянством, имели место определенные колебания по пути усиления процессов эндогенеза (низкие значения τ=6.05–6.95 в средней части пачки на интервале 5.20–5.75 м) при общем стабильном тектоническом фоне (τ=54.70–146.38). По коэффициенту вариации (ν=0.41–0.63) отложения принадлежат к смешанному аллювиально-озерному генотипу. Их аккумуляция происходила в условиях озеровидных проточных бассейнов с малыми глубинами – 1.2–1.4 м. Осадочный материал доставлялся слабоподвижными (φ-критерий устойчивости русел <100) речными водотоками равнинного типа с соответствующими гидродинамическими параметрами, не отличающимися от таковых для палеопотоков, сформировавших отложения из первой пачки.

Третья литологическая пачка (интервал 7.7–12.6 м) обладает весьма разнообразным составом – от мелкозернистых алевропесков, алевритово-мелкозернистых песков до щебнисто-дресвяно-песчаных смесей (x=0.20–13.37 мм). Наблюдается невыдержанный четко по вертикали толщи тренд смены тонкообломочных пород грубообломочными образованиями. В зависимости от литологического состава происходит изменение статистических и гидродинамических характеристик седиментогенеза (снижение – увеличение), но, тем не менее, по своему происхождению вся толща принадлежит к аллювиальному генотипу с включениями небольших порций осадков, сформировавшихся в неаквальной среде (ν>2.0). Палеореки неоднократно меняли тип русел – от равнинного (Fr<0.1) до полугорного (Fr=0.1–0.3) и горно-грядового с развитыми аллювиальными формами (Fr>0.3). Перегруженность палеопотоков дезинтегрированным неокатанным и слабоокатанным веществом могла иметь как эндогенную природу (полное соответствие между литологическим составом и малыми значениями эксцесса в пределах первых единиц, а также повышением уклона продольного профиля русел), так и внешние причины, связанные с климатическими вариациями, в частности с потеплениями и гумидизацией, что обусловило рост склоновых эрозионно-денудационных процессов на этой территории.

Четвертой литологической пачке (интервал 12.6–26.3 м) свойственна выдержанность состава слагающих ее алевритово-псаммитовых осадков (x=0.14–0.32 мм) субгоризонтальной и слабонаклонной текстуры. Колебания в гранулометрическом спектре не имеют устойчивых положений, поэтому выделить какие-то явные закономерности в распределении частиц затруднительно. По генезису вся пачка принадлежит к комплексному озерно-речному генотипу (0.4<ν<0.8) за редким исключением в виде маломощных слоев наклонного и косого залегания аллювиальной природы. Такой же монотонностью обладают значения статистических и гидродинамических показателей. Преобладает совершенная и хорошая сортировка (σ=0.10–0.18), модальная скошенность в сторону крупных частиц (α>0), положительные в пределах первой сотни значения эксцесса. Среда седиментации – устойчивый неглубокий озеровидный водоем с сетью притоков речного облика равнинного типа. С глубины разреза 14.8–15.2 м получена РТЛ-дата 273000±20000 л.н., соответствующая тобольскому времени среднего плейстоцена, а с интервала 24.25–24.70 м – 407000±41000 л. н. (низямское время нижнего плейстоцена).

Пятая литологическая пачка (интервал 26.3–27.5 м) представлена наклонно- и косослоистыми средне- и мелкозернистыми песками с примесями тонкопесчано-алевритовых частиц (x=0.20–0.26 мм). Пески несколько хуже сортированы (σ=0.16–0.21), имеют сдвиг моды в сторону крупных частиц, что определяет повышенный энергетизм живых сил седиментации, которая происходила при устойчивом протекании тектонических процессов (эксцесс – первая сотня единиц). По значениям коэффициента вариации отложения соотносятся с аллювиальной средой формирования осадков (ν=0.81–0.87), которая представляла собой немобильные палеопотоки равнинного облика со спокойным гидродинамическим режимом (малые значения скоростей, глубин, уклонов и ширины) в благоприятных условиях положения ложа.

Для шестой литологической пачки (интервал 27.5–31.5 м) характерно преимущественное насыщение толщи псефитовыми обломками гравийно-галечной размерности 2–3-го класса окатанности (x=0.78–11.93 мм). Имеются также маломощные прослои в 0.2–0.4 м средне- и мелкозернистого песка (x=0.27–0.29 мм) субгоризонтальной и слабонаклонной текстуры. Естественно, что столь неоднородная пачка в значительной степени отличается своими статистическими и гидродинамическими показателями осадконакопления, но объединяющим свойством является ее общий речной генезис (ν=1.11–1.97). Отложения накапливались речными палеоводотоками равнинного – горно-грядового типа (Fr=0.05–0.48) большой и средней размерности. Равнинному типу были свойственны естественные русла в благоприятных условиях состояния ложа, для горно-грядового типа – извилистые, каменистые с неспокойным течением, имевшие сравнительно разработанные поймы, покрытые растительностью.

Седьмая, подстилающая, литологическая пачка (интервал 31.5–40.0 м) сложена галечником 2–3-го класса окатанности с песчано-гравийным заполнителем.

Таким образом, строение осадочной толщи высокой 40-метровой надпойменной террасы р. Селенги характеризуется невыдержанностью литологического состава с присущими в таком случае чисельными вариациями основных показателей процесса седиментации, а также изменчивостью генезиса отдельных пачек, принадлежащих в целом к аквальному парагенетическому ряду континентальных осадочных образований и сформировавшихся в нижнем – среднем плейстоцене.

[1] *Базаров Д.-Д.Б.* Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1986. 184 с.

[2] *Олюнин В.Н.* Происхождение рельефа возрожденных гор. М.: Наука, 1978. 276 с.

[3] *Коломиец В.Л.* Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2010. 18 с.

[4] *Перевалов А.В., Резанов И.Н.* Первый опыт радиотермолюминесцентного датирования антропогеновых отложений Юго-Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 7. С. 1245–1251.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 126–128

РОЛЬ ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РАЗРАБОТКЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕКИХ МОДЕЛЕЙ КИМБЕРЛИТО- И ТРАППООБРАЗОВАНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

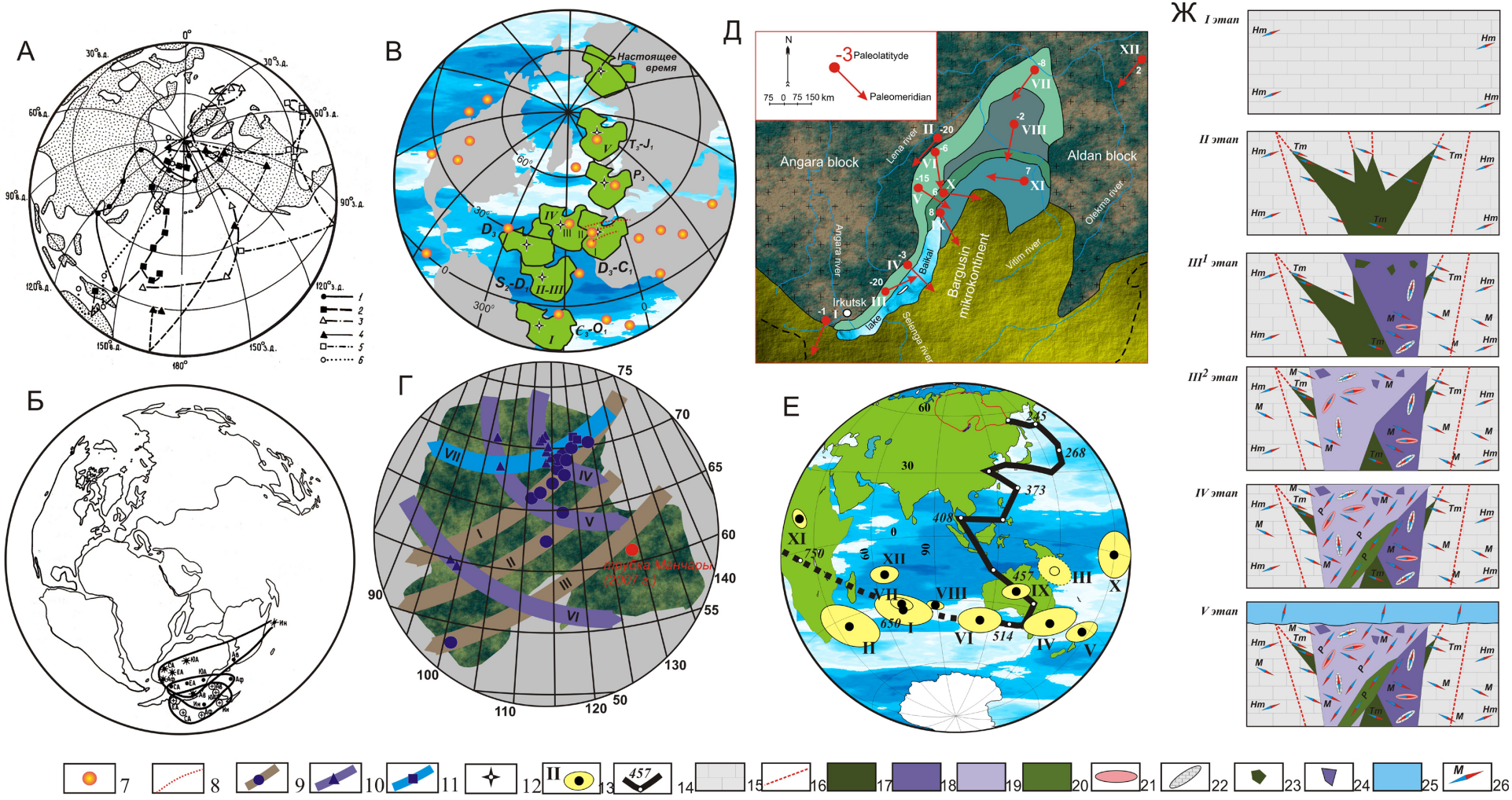
К.М. Константинов[1,2], А.А. Яковлев[3], А.А. Киргуев[2], М.С. Хороших[2], А.А. Макаров[3]

[1] Мирный, Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО), KonstantinovKM@alrosa.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[3] Мирный, Вилюйская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО)

Моделирование в системе научных знаний используется для решения разного рода проблем, в том числе в ходе формирования и проверки гипотез. В геологии, где предметами исследования служит Земля и ее оболочки, моделирование является единственным способом (методом) для получения информации о их строении и развитии. Для этого предназначены физико-геологические модели (ФГМ) **[1]**.

ФГМ, которые направлены на установление зависимости между физическими полями и протекающими геологическими процессами во времени, именуются динамическими. На основе динамических ФГМ можно предсказать размещение месторождений полезных ископаемых (ретроспективный анализ), землетрясения, экологические катастрофы и т. п. Кроме того, динамические ФГМ широко используются и для доказательства выводов теории тектоники литосферных плит. Эта теория развивается на стыке нескольких частных научных теорий (дрейф континентов, разрастание океанического дна, тектоника литосферы и др.), в основе которых лежат данные из разных областей науки. Например, в основе гипотезы Вайна-Метьюза **[2]**, объясняющей разрастание океанического дна, лежит динамическая ФГМ: мы наблюдаем удревнение абсолютного возраста океанической коры от центра спрединга (срединно-океанический хребет) одновременно с увеличением ее мощности, глубин океана и числа магнитных полосовых аномалий, зависящих от инверсий магнитного поля Земли. Из всей совокупности фактов, подтверждающих дрейф континентов (совпадение их очертания, продолжение геологических структур, сейсмические пояса, «горячие точки» и др.), траектория кажущейся миграции палеомагнитных

Динамические ФГМ по палеомагнитным данным. Глобальная: *А* – сравнение фанерозойских траекторий кажущихся миграций полюсов Северной Америки (*1*), Евразии (*2*), Южной Америки (*6*), Африки (*4*), Индии (*5*) и Австралии (*3*). *Б* – палеомагнитные полюсы в карбоне, перми и триасе, пересчитанные для реконструкции, объединяющей континенты в Пангею: СА – Северная Америка, ЕА – Евразия, ЮА – Южная Америка, Аф – Африка, Ин – Индия и Ав – Австралия. Региональная: *В* – палеомагнитные реконструкции; *Г* – формирование кимберлитовых полей с позиции гипотезы горячих точек по **[4]**: *7* – горячие точки по **[5]**: I – Канарские острова, II – острова Мадейра, III – Азорские острова; *8* – предполагаемый трек горячей точки (см. на рис. *В*); *9* – среднепалеозойские треки (номера соответствуют горячим точкам на рис. *В*): I – Алакит-Куойский, II – Мирнинский, III – Окинский (*10* – раннемезозойскийе треки: IV – Восточно-Анабарский, V – Западно-Анабарский, VI – Чадобецкий; *11* – среднемезозойский трек: VII – Молодинский; *12* – Накынское кимберлитовое поле). *Д* – современные распределение палеомагнитных направлений характеристической ЕОН Байкальской складчатой области на венд-ранний кембрий (635–530 млн лет) **[6]**; *Е* – распределение ПМП венда (*13* – палеомагнитные полюсы с номерами изученных объектов; *14* – ТКМП по **[7]**). *Ж* – месторождение алмаза трубка Нюрбинская **[8]** (*15* – карбонатный цоколь (моркокинская $Є_3 mrk$ и олдондинская $Є_3$-$O_1 ol$ свиты); *16* – разломы Вилюйско-Мархинского дайкового пояса; *17* – дайки дотрубочных субщелочных долеритов; *18* – порфировый кимберлит; *19* – кимберлитовая брекчия; *20* – дайки посттрубочных щелочных долеритов; *21*, *22*, *23* и *24* – ксенолиты, соответственно, мантийных и осадочных пород, субщелочных долеритов и порфировых кимберлитов; *25* – раннемезозойские алевро-песчаники (укугутская свита $J_1 uk$); *26* – компоненты векторов характеристической естественной остаточной намагниченности (*Hm* – гематитовая, *M* – магнетитовая, *Tm* – титаномагнетитовая, *P* – пирротиновая).


А
В
Б
Г
Д
Е
Ж
Настоящее время
Paleolatityde
Paleomeridian
Angara block
Aldan block
Lena river
Angara river
Baikal
Irkutsk
lake
Selenga river
Bargusin mikrokontinent
Vitim river
Olekma river
I этап
II этап
III¹ этап
III² этап
IV этап
V этап
Тюрьма Манчарыкі (1967 г.)

полюсов (ТКМП) Земли тоже является динамической ФГМ: каждому геологическому периоду соответствуют определенные координаты палеомагнитных полюсов (ПМП) относительно географического положения платформ (рисунок, *А*, *Е*). Согласно основополагающим принципам палеомагнетизма **[3]** («Гипотеза центрального осевого диполя», «Гипотеза фиксации» и «Гипотеза сохранения»), реконструирован дрейф Сибирской платформы в разные геологические эпохи (рисунок, *В*).

Динамические ФГМ условно подразделяются на:

1. Глобальные – дрейф континентов (рисунок, *Б*, *В*).

2. Региональные – развитие горно-складчатых сооружений (рисунок, *Д*, *Е*), магматизм и минерагения платформ (рисунок, *Г*).

3. Локальные – формирование отдельных месторождений полезных ископаемых (рисунок, *Ж*).

На основе петро- и палеомагнитных данных показано, что на юго-востоке Сибирской платформы (Вилюйский палеорифт) в конце среднего палеозоя происходили активные тектономагматические процессы, с которыми могло быть связано внедрение кимберлитов и базитов, складчатость и др.

[1] *Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю.* Моделирование в разведочной геофизике. М.: Недра, 1987. 194 с.

[2] *Вайн Ф., Метьюз Д.* Магнитные аномалии над океаническими хребтами // Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974. С. 32–37.

[3] *Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.* Палеомагнитология / Ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.

[4] *Zhitkov A.N.* Paleokinematics and pattern of kimberlite fields location on the Siberian platform based on the hypothesis of hot spots // Sixth International kimberlite conference. Extended abstracts. Novosibirsk, 1995. P. 692–694.

[5] *Muller R.D., Royer J.-Y., Lawver L.A.* Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks // Geology. 1993. V. 21. P. 275–278. doi:10.1130/0091-7613(1993)021 <0275:RPMRTT>2.3.CO;2.

[6] *Константинов К.М.* Динамическая физико-геологическая модель Байкальской складчатой области по палеомагнитным данным: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1998. 18 с.

[7] *Храмов А.Н.* Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Труды ВНИГРИ. Л., 1991. 125 с.

[8] *Константинов К.М., Яковлев А.А., Антонова Т.А. и др.* Петро- и палеомагнитные характеристики структурно-вещественных комплексов месторождения алмазов трубка Нюрбинская (Среднемархинский район, Западная Якутия) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 1. С. 593–623.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 129–130

ИСТОЧНИКИ СОЛЕЙ В НЕ ИЗМЕНЕННЫХ СЕРПЕНТИНИЗАЦИЕЙ КИМБЕРЛИТАХ

С.И. Костровицкий[1, 2], Д.А. Яковлев[1], В.Н. Реутский[3], Е.И. Демонтерова[2], И.С. Перетяжко[1]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, serkost@igc.irk.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Изучение минерального состава уникального блока не измененных серпентинизацией кимберлитов в трубке Удачная-восточная, обнаруженного в интервале 400–500 м, явилось для ряда исследователей **[1–4]** основанием для пересмотра классических представлений о кимберлитах как о породах с относительно высоким содержанием K_2O и низким содержанием Na_2O. Авторы предположили, что первичный состав кимберлитового расплава был насыщен солями, сульфатами и, прежде всего, NaCl. Существуют три разные точки зрения на происхождение солей и сульфатов: 1) мантийное, 2) из эвапоритовой толщи осадочного чехла с прослоями галита **[5]**, 3) из рассолов в осадочном чехле **[6]**. Подавляющее большинство статей (около 20 в самых престижных журналах) с убедительной, на первый взгляд, аргументацией было приведено в пользу мантийного происхождения солей и сульфатов. В одной из последних статей **[2]** авторы уже сочли необязательным приводить ссылки на публикации, в которых выражена другая точка зрения и посчитали свои взгляды бесспорными.

В настоящем сообщении приводятся результаты дополнительных исследований по кимберлитам, в которых оливин сохранился неизмененным (из трубки Удачная-восточная, Мир, Интернациональная). Авторы полагают, что все геологические характеристики данных уникальных проявлений кимберлитов свидетельствуют о поверхностных (из осадочного чехла) источниках солей. Высказано предположение о том, что именно соли из поверхностных источников, попавшие в кимберлиты при их внедрении, явились причиной сохранности оливина в кимберлитах, резко затормозив проявление процессов его серпентинизации.

В трубке Удачная-восточная на глубине 400–500 м был встречен блок не измененного серпентинизацией кимберлита (НСК). Кимберлиты представлены кимберлитовой брекчией (пирокластическим кимберлитом), инъецированной маломощными жилами когерентного кимберлита с массивной текстурой (порфирового кимберлита). В НСК встречаются так называемые глобулы сульфат-хлорид-карбонатного состава размером до 30 см. Кимберлиты блока отличаются высоким содержанием Na_2O и содержат соли (NaCl, KCl), натровые карбонаты и сульфаты. По данным А.В. Дроздова **[7]**, в разрезе осадочного чехла трубки Удачная-восточная выделяется начиная с интервала 350 м водоносная зона, представленная аномальными **хлоридно-натриевыми рассолами** с минерализацией 300 г/дм^3. Совпадение выходов Na-содержащих рассолов и блока НСК несомненно указывает на рассолы как источник солей в НСК. Очень высокий уровень сходства содержания Na_2O и H_2O в контактирующих между собой кимберлитах разных фаз внедрения является весомым аргументом в пользу их вторичного наложенного происхождения **[6]**. Дополнительными аргументами служат измеренные нами изотопные характеристики стронция (0.7052–0.7080 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_j$), углерода (–1.5…–4.8 $\delta^{13}C$ PDB) и кислорода (12.55–18.68 $\delta^{18}O$ SMOW) для кимберлитов и глобулей сульфат-хлорид-карбонатного состава, которые указывают на взаимодействие при формировании кимберлитов мантийного и поверхностного корового источников. Все расплав-флюидные включения в оливинах из НСК (для которых утверждалось их мантийное происхождение) приурочены к микротрещинам, что явно свидетельствует о их вторичной природе.

Трубки Мир и Интернациональная являются крупнейшими алмазоносными многофазными месторождениями. В этих трубках на глубине 650–850 м были обнаружены, как и в трубке Удачная-восточная, кимберлиты, в которых практически весь оливин не изменен серпентинизацией **[8]**. Наше предположение о роли рассолов не только как источника соли в кимберлитах

из НСК, но и как причина сохранности свежего оливина **[6]**, подтверждается разрезами трубок Мир и Интернациональная. Здесь на глубине выхода кимберлитов с неизмененным оливином их вмещающими породами (ВП) является кембрийская эвапоритовая толща, насыщенная мощными слоями галита (до нескольких десятков метров). Кимберлиты из этих трубок, которые находятся выше или ниже горизонтов ВП с эвапоритами, частично или полностью серпентинизированы. Тормозящее влияние NaCl на процесс серпентинизации было подтверждено экспериментами и физико-химическим моделированием **[9]**.

Таким образом, имеются все основания считать, что высокое содержание солей в кимберлитах с неизмененным оливином связано не с мантийными, а с поверхностными источниками – с рассолами в трубке Удачная-восточная – и с толщей эвапоритов, насыщенной солями – в трубках Мир и Интернациональная.

[1] *Головин А.В., Шарыгин В.В., Похиленко Н.П., Мальковец В.Г., Колесов Б.А., Соболев Н.В.* Вторичные включения расплава в оливине неизмененных кимберлитов трубки Удачная-Восточная // ДАН. 2003. Т. 388. № 3. С. 369–372.

[2] *Golovin A.V., Sharygin I.S., Kamenetsky V.S., Korsakov A.V., Yaxley G.M.* Alkali-carbonate melts from the base of cratonic lithospheric mantle: Links to kimberlites // Chemical Geology. 2018. V. 483. P. 261–274.

[3] *Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Kamenetsky V.S., Maas R., Danyushevsky L.V., Thomas R., Sobolev N.V., Pokhilenko N.P.* Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: a potent metasomatic agent in the mantle // Geology. 2004. V. 32. P. 845–848.

[4] *Kamenetsky V.S., Golovin A.V., Maas R., Giuliani A., Kamenetsky M.B., Weiss Y.* Towards a new model for kimberlite petrogenesis: evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals // Earth-Science Reviews. 2014. V. 139. P. 145–167.

[5] *Kopylova M.G., Kostrovitsky S.I., Egorov K.N.* Salts in southern Yakutian kimberlites and the problem of primary alkali kimberlite melts // Earth-Science Reviews. 2013. V. 119. P. 1–16.

[6] *Kostrovitsky S., Kopylova M., Egorov K., Yakovlev D.* The “exceptionally fresh” Udachnaya-East kimberlite: evidence for brine and evaporate contamination // Journal of the Geological Society of India. 2013. V. 1. Special issue (Proceedings of the 10th IKC). P. 75–91.

[7] *Дроздов А.В., Иост Н.А., Лобанов В.В.* Криогидрогеология алмазных месторождений Западной Якутии. Иркутск: Иркутский государственный технический университет, 2008. 507 с.

[8] *Костровицкий С.И., Специус З.В., Яковлев Д.А., Фон-дер-Флаасс Г.С., Суворова Л.Ф., Богуш И.Н.* Атлас коренных месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции. Мирный: ООО «МГП», 2015. 480 с.

[9] *Lamadrid H.M., Rimstidt J.D., Schwarzenbach E.M., Kein F., Ulrich S., Dolocan A., Bodnar R.J.* Effect of water activity on rates of serpentinization of olivine // Nature Communications. 2017. V. 8. 16107. doi:10.1038/ncomms16107.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 131–133

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ТИЛЛИТЫ И «ТИЛЛИТЫ» НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ГЕНЕЗИС, РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ВОЗРАСТ

Б.Б. Кочнев[1, 2], В.В. Марусин[1, 2], Д.В. Семенова[3]

[1] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, kochnevbb@ipgg.sbras.ru
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, sediva@igm.nsc.ru

Ледниковые отложения неопротерозоя являются одним из важнейших глобальных стратиграфических, палеоклиматических и палеотектонических маркеров. На Сибирской платформе образования, относимые к ледниковым, известны исключительно в ее южной части. Однако в ряде случаев как возраст, так и генезис этих толщ дискуссионен. Наиболее изученными и имеющими все признаки ледникового происхождения являются тиллиты основания оселковой серии Присаянья **[9]** и дальнетайгинской серии Патомского нагорья **[10]**. Однако их возраст пока ограничен лишь косвенно, по хемостратиграфическим данным из перекрывающих карбонатных отложений, и оценивается в интервале 640–580 млн лет (глобальные гляциоэпизоды Гаскье либо Марино) **[7]**. Более точно датируются ледниковые отложения чингасанской серии севера Енисейского кряжа по р. Вороговка: возраст наиболее молодого кластера обломочных цирконов в них составляет 665±10 млн лет **[5]**, что с учетом других данных о возрасте серии позволяет отнести данное оледенение к глобальному гляциоэпизоду Стерт (670–660 млн лет). Максимальный возраст ледниковых образований (диамиктиты и перекрывающие их кэп-карбонаты), локально встречающихся во внутренних районах Сибирской платформы, по обломочным цирконам ограничен около 700 млн лет **[3]**.

Кроме этих местонахождений, к ледниковым диамиктитам относят т.н. бугульдейскую пачку в основании байкальской серии Южного и Центрального Прибайкалья **[9, 11]**. В связи с тем, что эти образования ранее ассоциировали с пермскими вулканитами хотской свиты **[1]**, было проведено геохронологическое изучение обломочных цирконов в двух типовых местонахождениях: по р. Бугульдейка у устья р. Куртун и в окрестностях пади Озерко у с. Большое Голоустное. В обоих разрезах диамиктиты, сложенные различными по размеру и окатанности обломками гранитов, сильно изменены тектонически и залегают в виде изолированных блоков в поле развития палеопротерозойских гранитоидов; их соотношения с подстилающими и перекрывающими толщами интерпретируются неоднозначно. U-Pb-датирование зерен циркона было проведено в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН. Измерения проводились на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Thermo Scientific Element XR, соединенном с системой лазерной абляции New Wave Research UP 213. В диамиктитах по р. Бугульдейка конкордантные определения (n=76) включают лишь архейский и палеопротерозойский возраст с максимумом около 1850 млн лет. В диамиктитах пади Озерко (n=86) возраст обломочных цирконов образует достаточно сложный спектр распределения в интервале 1600–2200 млн лет, отражающий различные этапы гранитоидного магматизма в пределах Байкальского выступа **[2]**. Таким образом, присутствие в этих диамиктитах лишь древних цирконов с возрастом древнее 1600 млн лет не препятствует их интерпретации в качестве ледниковых и включению в состав байкальской серии венда.

В качестве ледниковых интерпретируются базальные горизонты конглобрекчий в основании североречeнской свиты вороговской серии, выполняющей одноименный прогиб на северо-западе Енисейского кряжа **[12]**. Однако по нашим полевым наблюдениям, грубообломочные базальные горизонты вороговской серии слагают четко выраженные русла с грубой косой слоистостью и оползневыми текстурами и не могут рассматриваться как ледниковые диамиктиты. Возраст вороговской серии по хемостратиграфическим и Pb-Pb геохронологическим данным составляет не более 570 млн лет **[4]**, что существенно моложе датировок основных глобальных оледенений. Кроме бассейна р. Вороговка, к ледниковым диамиктитам причислялись базаль-

ные слои чапской серии (подъемская свита) по р. Тея на севере Енисейского кряжа **[9]**. По нашим наблюдениям, эти грубообломочные, плохо сортированные породы не содержат штрихованных и экзотических обломков, характерных для ледниковых диамиктитов, имеют в значительной степени карбонатный матрикс, а вверх по разрезу быстро сменяются мелководными терригенно-карбонатными отложениями проксимального шельфа. Таким образом, они являются нормально-осадочными толщами, не имеющими отношения к оледенениям.

На юге Енисейского кряжа к ледниковым отложениям нижнего венда предлагается относить диамиктитоподобные образования т.н. шишинской пачки, развитые вблизи подошвы тасеевской серии венда в стратотипе по р. Тасеева **[8]**. В качестве аргументов ледникового происхождения приводятся отсутствие сортировки обломков, наличие штриховки на их поверхностях, несогласное залегание на подстилающих образованиях, облекание матриксом обломков и др. Против такой интерпретации этих образований, по нашему мнению, выступают следующие факты: 1) обломки имеют доломитовый состав, сходный с горизонтами доломитов, залегающих выше по разрезу при полном отсутствии экзотических валунов. При этом нет никакого сходства с залегающими неподалеку базальными конгломератами тасеевской серии; 2) скопления обломков, несмотря на общую деформированность, залегают на нескольких стратиграфических уровнях в толще алевропесчаников; 3) состав матрикса в «диамиктите» аналогичен вмещающим терригенным породам; 4) отмечаются текстуры «брекчия в брекчии», а также аналогичные текстуры взламывания и последующего перемещения обломков не только с доломитовыми, но и с песчаниковым составом. По нашему мнению, эти скопления обломков следует интерпретировать не как ледниковые диамиктиты, а как продукт син- (олистостромы) либо постседиментационной (будинаж) деформации толщи, сложенной переслаиванием алевропесчаников и доломитов.

Данная толща относится к аналогам киргитейской свиты рифея, что подтверждается данными по изучению детритовых цирконов. В двух образцах, взятых как из матрикса диамиктитов (n=41), так и из залегающих здесь же песчаников (n=91), преобладают раннепротерозойские (1.6–2.0 млрд лет) цирконы, а возраст единичных зерен, соответственно, не моложе 1100 и 1500 млн лет. Подобное распределение возрастов характерно для рифейских отложений юга Енисейского кряжа **[6]** и не противоречит включению диамиктитоподобных образований в состав рифея.

Таким образом, на Енисейском кряже к ледниковым образованиям позднего неопротерозоя можно относить лишь тиллиты аналогов чивидинской свиты, локально распространенные в его северной части **[5]**. Более молодые ледниковые образования, относимые к гляциоэпизоду Марино (660–635 млн лет) **[10]** либо Гаскье **[7]**, здесь отсутствуют. Они появляются в Бирюсинском Присаянье, с относительной условностью выделяются в Прибайкалье и далее прослеживаются в разрезах Патомского нагорья и в прилегающих к ним частях внутренних районов Сибирской платформы. В остальных районах Сибирской платформы ледниковые отложения либо не формировались, либо были эродированы во время поздневендских перерывов в осадконакоплении. Ввиду того, что ледниковые отложения, как правило, залегают в самом основании осадочного чехла на породах дорифейского фундамента, они чаще всего содержат исключительно древние цирконы, что не способствует точному определению их возраста. Почти единственной возможностью для этого являются хемостратиграфические и биостратиграфические данные из перекрывающих карбонатных толщ.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 17-05-00418, 18-35-20025) и РНФ (проект № 17-17-01241).

[1] *Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., де Валле Б., Станевич А.М., Писаревский С.А.* Проблема возраста и природы вулканитов Западного Прибайкалья, рассматриваемых в разрезе рифея Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 10. С. 990–1002.

[2] *Донская Т.В.* Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона: Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. 38 с.

[3] *Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Прошенкин А.И.* Верхненеопротерозойский гляциокомплекс центральных областей Сибирской платформы // ДАН. 2015. Т. 464. № 4. С. 448–451.

[4] *Кочнев Б.Б., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г., Ситкина Д.Р., Смирнова З.Б.* C- и Sr-изотопная хемостратиграфия и Pb-Pb возраст карбонатных отложений вороговской серии (неопротерозой), северо-запад Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 97–112.

[5] *Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Шацилло А.В., Рудько Д.В., Дуденский А.С., Шешуков В.С., Каныгина Н.А., Романюк Т.В.* Первые геохронологические доказательства оледенения Стерт в Сибири – U-Pb датировки цирконов из диамиктитов р. Вороговка на севере Енисейского кряжа (вести из лаборато-

рии) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 16. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. С. 142–145.

[6] *Приняткина Н.С., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Шацилло А.В., Худолей А.К., Романюк Т.В., Маслов А.В.* Погорюйская свита протерозоя Енисейского кряжа: возраст и источники сноса по данным изотопного U-Pb датирования обломочных цирконов // ДАН. 2019. Т. 484. № 2. С. 195–199.

[7] *Рудько С.В., Петров П.Ю., Кузнецов А.Б., Шацилло А.В., Петров О.Л.* Уточненный тренд $\delta^{13}C$ в дальнетайгинской серии Уринского поднятия (венд, юг Средней Сибири) // ДАН. 2017. Т. 477. № 5. С. 590–594.

[8] *Советов Ю.К.* Тиллиты вблизи основания стратотипического разреза тасеевской серии венда // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 11. С. 1934–1944.

[9] *Советов Ю.К., Комлев Д.А.* Тиллиты в основании оселковой серии Присаянья и положение нижней границы венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 3–34.

[10] *Чумаков Н.М.* Оледенения Земли: история, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: Наука, 2013. 160 с.

[11] *Шацилло А.В., Латышева И.В., Колесникова А.А.* Тиллиты основания байкальской серии – новое местонахождение и предварительные хемостратиграфические и палеомагнитные данные по карбонатным постгляциальным толщам (Прибайкалье, разрез Риты) // Проблемы тектоники континентов и океанов: Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. Т. 2. С. 346–351.

[12] *Sovetov J.K., Le Heron D.P.* Birth and evolution of a Cryogenian basin: Glaciacion, rifting and sedimentation in the Vorogovka Basin, Siberia // Sedimentology. 2016. V. 63. P. 498–522.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2019. Выпуск 17. С. 134–136

ИЗОТОПНАЯ Sr-C-O СИСТЕМАТИКА И ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ

А.Б. Кузнецов[1], И.М. Горохов[1], Г.В. Константинова[1], Г.В. Липенков[2], Е.О. Дубинина[3], А.Ю. Крамчанинов[1], А.И. Кудряшова[2]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, antonbor9@mail.ru
[2] Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Gleb_Lipenkov@vsegei.ru
[3] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, elenadelta@gmail.com

Отложения кембрийской системы широкой полосой залегают вдоль западного склона Анабарского поднятия, где они перекрывают нерасчлененные венд-нижнекембрийские породы. Для этих кембрийских отложений методически достоверные с аналитической и геохимической точек зрения и строго привязанные к разрезу хемостратиграфические данные, к сожалению, еще немногочисленны, поэтому новая представительная коллекция, собранная сотрудниками ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) в ходе полевых работ при подготовке к изданию комплекта государственных геологических карт третьего поколения (ГГК100/3) масштаба 1:1000000, побудила авторов настоящей работы к продолжению здесь изотопных исследований, для того чтобы по возможности способствовать упрощению стратиграфического расчленения этой осадочной последовательности и уточнению перспектив нефтегазоносности региона, связанных с этими отложениями.

Изотопный состав стронция, углерода и кислорода изучен в нижнекембрийских карбонатных породах (известняках и доломитах) кугдаюряхской и улахан-арымасской свит в пределах Маймеча-Котуйской структурно-фациальной зоны.

Отложения кугдаюряхской свиты залегают на подстилающих породах согласно, наблюдается постепенный переход между ними в пределах первых метров. Свита сложена чередованием известняков (глинистых и доломитистых) и доломитов (глинистых и известковистых) желтовато-коричневого, коричнево-серого цвета. В породах присутствует большое количество микрофитолитов. Маркирующих слоев, позволяющих увязать между собой отдельные разрезы по уровням, нет, лишь четко узнаются подошва и кровля свиты за счет отличий от подстилающих и перекрывающих пород. Возраст отложений кугдаюряхской свиты определяется как раннекембрийский на основании скелетной фауны. По редким находкам микропроблематики эта свита условно относится к верхам томмотского яруса – низам атдабанского.

Породы улахан-арымасской свиты согласно залегают на кугдаюряхских микрофитолитовых доломитах и известняках. В основании в полных разрезах наблюдаются серые, темно-серые, полосчатые, неравномерно-глинистые доломиты, иногда известковистые. Выше их сменяют массивные желто-серые водорослевые кавернозные, трещиноватые доломиты с редкими прослоями светло-серых пелитоморфных волнисто-слоистых доломитов. Встречены археоциаты атдабанского яруса нижнего кембрия зоны Nochoroicyathus kokoulini. Завершают разрез улахан-арымасской свиты массивные светло-серые доломиты с линзами известняков.

Главным фактором, нарушающим исходные изотопные характеристики известняков и доломитов, считается их взаимодействие с низкотемпературными эпигенетическими флюидами, в том числе подземными и метеорными водами. Химический и изотопный состав этих флюидов отличен от состава морской воды и во многом определяется преобразованием алюмосиликатных минералов и рассеянного органического вещества в ассоциированных силикокластических и карбонатно-глинистых толщах. В результате такого взаимодействия внешние слои зерен карбонатных минералов обогащаются Mn, Fe и радиогенным ^{87}Sr и обедняются ^{13}C и ^{18}O по сравнению с первичными морскими карбонатными осадками. В качестве одного из геохимических критериев сохранности изотопных систем углерода и стронция в докембрий-

ских карбонатных породах принято использовать значение $\delta^{18}O$>20.6 ‰ SMOW **[1]**. Другими критериями сохранности изотопной системы углерода считаются отношения Mn/Sr<4 в известняках и Mn/Sr<6 в доломитах. С учетом этих критериев величины $\delta^{13}C$ изученных пород можно считать геохимически пригодными для хемостратиграфического использования.

Информацию же об изотопном составе Sr в среде седиментации наилучшим образом сохраняют известняки, которые лишены глинистой примеси и характеризуются отношениями Mn/Sr<0.2; Fe/Sr<5; Mg/Ca<0.024. Химический состав изученных известняков кугдаюряхской и улакан-арымасской свит практически удовлетворяет этим требованиям. Кроме того, важно, что Rb-Sr систематика карбонатных пород исследовалась с применением усовершенствованной методики ступенчатого растворения в уксусной кислоте **[2]**. Методика включает химическое удаление около трети измельченного образца путем предварительного кислотного выщелачивания и последующее частичное растворение оставшейся части образца. Эта процедура приводит к удалению вторичного карбонатного материала, что серьезно улучшает качество получаемой Sr-хемостратиграфической информации.

Величины $\delta^{18}O$ в известняках кугдаюряхской свиты изменяются в пределах 24.8–26.9 ‰ SMOW, в единственном проанализированном образце доломита эта величина равна 25.0 ‰ SMOW. Значения $\delta^{13}C$ в известняках варьируются в интервале 1.5–3.9 ‰ PDB, в доломите это значение отрицательное и составляет –0.9 ‰ PDB. В четырех образцах кугдаюряхских известняков первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, вычисленные в предположении, что возраст известняков равен 520 млн лет, колеблются в интервале 0.70836–0.70839 (среднее 0.70837±0.00001).

В известняках улакан-арымасской свиты значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ колеблются соответственно в интервале 21.5–22.3 ‰ SMOW и от –0.7 до +0.3 ‰ PDB, а в доломитах в пределах 22.7–27.0 ‰ SMOW и от –1.0 до +1.2 ‰ PDB. Первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в двух образцах улакан-арымасских известняков составляют 0.70846-0.70853 (среднее 0.70850±0.00005).

Интервал значений $\delta^{13}C$ в карбонатных породах кугдаюряхской и улахан-арымасской свит согласуется с результатами для нижнекембрийских карбонатов в других районах мира **[3–7]**, из которых следует, что величины $\delta^{13}C$ в эту эпоху колебались в интервале от –2 до +4‰ PDB.

Значения отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках кугдаюряхской и улахан-арымасской свит подкрепляют результаты, полученные для других нижнекембрийских карбонатных пород Сибирской платформы в районах рек Алдан и Лена **[8]**, но противоречат данным работ на территориях Европы и Северной Америки **[9, 10]**, в которых для пород близкого возраста опубликованы заметно более высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Причины этих расхождений пока не ясны, хотя возможно, что изученные сибирские отложения лежат стратиграфически ниже, чем исследованные на других континентах.

Низкие значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в нижнекембрийских известняках (0.70836–0.70853) в сочетании с величинами этих отношений (0.70833–0.70883) в верхневендских карбонатных породах старореченской свиты **[2]** подразумевают уменьшение в начале кембрия отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в океане и, таким образом, нарушение его плавного роста, начавшегося в нижнем венде. Причинами этого могли быть (1) уменьшение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в глобальном речном стоке, (2) снижение скорости выветривания силикатных пород и (3) связанная с вендским рифтогенезом вулканическая активность.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00367).

[1] *Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В., Горохов И.М., Овчинникова Г.В.* Стратотип нижнего рифея – бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология, Sr- и C-изотопные характеристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 17–45.

[2] *Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Липенков Г.В., Дубинина Е.О., Бигун И.В.* Карбонатные породы пограничных рифей-вендских отложений Анабарского поднятия: изотопная ($^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) систематика и хемостратиграфические следствия // ДАН. 2018. Т. 482. № 4. С. 434–438.

[3] *Guo Q.J., Strauss H., Liu C.Q., Zhao Y.L., Pi D.H., Fu P.Q., Zhu L.J., Yang R.D.* Carbon and oxygen isotopic composition of Lower to Middle Cambrian sediments at Taijiang, Guizhou Province, China // Geological Magazine. 2005. V. 142. № 6. P. 723–733.

[4] *Brasier M.D., Corfield R.M., Derry L.A., Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu.* Multiple $\delta^{13}C$ excursions spanning the Cambrian explosion to the Botoman crisis in Siberia // Geology. 1994. V. 22. № 5. P. 455–458.

[5] *Brasier M.D., Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu., Corfield R.M., Derry L.A.* A carbon isotope reference scale for the Lower Cambrian succession in Siberia: report of IGCP Project 303 // Geological Magazine. 1994. V. 131. № 6. P. 767–783.

[6] *Zhu M.Y., Zhang J.M., Li G.X., Yang A.H.* Evolution of C isotopes in the Cambrian of China: implications for Cambrian subdivision and trilobite mass extinctions // Geobios. 2004. V. 37. № 2. P. 287–301.

[7] *Maloof A.C., Schrag D.P., Crowley J.L., Bowring S.A.* An expanded record of Early Cambrian carbon cycling from the Anti-Atlas Margin, Morocco // Canadian Journal of Earth Sciences. 2005. V. 42. № 12. P. 2195–2216.

[8] *Derry L.A., Brasier M.D., Corfield R.M., Rozanov A.Y., Zhuravlev A.Y.* Sr and C isotopes in the Lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: a paleoenvironmental record during the Cambrian explosion // Earth and Planetary Science Letters. 1994. V. 128. № 3–4. P. 671–681.

[9] *Montañez I.P., Osleger D.A., Banner J.L., Mack L.E., Musgrove M.L.* Evolution of the Sr and C isotope composition of Cambrian oceans // GSA Today. 2000. V. 10. № 5. P. 1–7.

[10] *Wotte T., Álvaro J.J., Shields G.A., Brown B., Brasier M.D., Veizer J.* C-, O- and Sr-isotope stratigraphy across the Lower–Middle Cambrian transition of the Cantabrian Zone (Spain) and the Montagne Noire (France), West Gondwana // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. V. 256. № 1–2. P. 47–70.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 137–139

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РИФЕЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

А.Б. Кузнецов[1], Б.Б. Кочнев[2, 3], В.В. Марусин[2, 3], И.М. Васильева[1]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, antonbor9@mail.ru
[2] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
[3] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, kochnevbb@ipgg.sbras.ru

Расшифровка докембрийской истории развития Енисейского кряжа, включающей формирование многочисленных месторождений полезных ископаемых, невозможна без корректного датирования осадочных толщ. Длительное время считалось, что развитые здесь, как и в других частях Сибирской платформы, рифейские отложения формировались на протяжении сотен миллионов лет в течение всего раннего, среднего и позднего рифея (1650–600 млн лет назад) **[8]**. Предполагалось, что изменения в строении и составе рифейских разрезов с востока на запад отражают постепенный переход от эпиплатформенных к склоновым и далее к задуговым и островодужным обстановкам осадконакопления **[7, 8]**. В свою очередь, на основе интерпретации возрастных и вещественных характеристик гранитно-метаморфических комплексов была разработана террейновая модель строения Енисейского кряжа **[1]**. Согласно этой концепции, в качестве фрагмента окраины кратона рассматривается лишь Восточно-Ангарский террейн, тогда располагающиеся западнее блоки имеют аллохтонный по отношению к кратону и друг к другу характер.

Известняки дадыктинской свиты, венчающей тунгуссикскую серию рифея в восточных районах Енисейского кряжа (Каменская зона), имеют изохронный Pb-Pb возраст 1020±20 млн лет. С ним согласуются минимальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.70536–0.70590, полученные из образцов, наиболее удовлетворяющих геохимическим критериям сохранности изотопных систем **[2]**. Таким образом, верхний возрастной предел для отложений тунгуссикской серии составляет около 1 млрд лет, что существенно древнее, чем предполагалось ранее **[8]**. Pb-Pb возраст известняков горевской свиты широкинской серии, выделяемой на западе Енисейского кряжа в приустьевой части р. Ангары, равен 1020±70 млн лет, а минимальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ – 0.70552–0.70569.

Корреляция широкинской серии с типовыми разрезами востока Енисейского кряжа дискуссионна: ее сопоставляют либо с верхней частью тунгуссикской серии **[8]**, и тогда обе приведенные выше датировки оказываются на близком стратиграфическом уровне. Другой вариант сопоставления допускает одновозрастность широкинской серии с ослянской, венчающей разрез рифея востока Енисейского кряжа **[7, 9]**. В пользу этого свидетельствуют минимальные значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в дашкинской свите, близкие к приведенным выше – 0.7051–0.7056 **[7]**. Таким образом, рифейское осадконакопление на Енисейском кряже в основном завершилось около 1 млрд лет и возобновилось лишь в конце рифея – венде, т.е. после 700 млн лет назад.

Вывод об отсутствии на Енисейском кряже отложений большей части верхнего рифея хорошо согласуется с данными по другим регионам Сибирской платформы. Так, в Учуро-Майском регионе наблюдается крупный перерыв между рифейскими отложениями уйской серии, датируемыми не моложе 1000–950 млн лет **[10]**, и юдомской серией венда. Аналогичный по длительности перерыв между рифеем и вендом наблюдается на Туруханском поднятии **[4]** и во внутренних районах юго-запада Сибирской платформы **[7]**. Во всех указанных регионах строение, состав, биостратиграфические и изотопно-геохимические характеристики рифейских отложений достаточно близки, а на ряде уровней сходны между собой, что свидетельствует о их формировании в пределах одного крупного эпиконтинентального бассейна. Причиной относительно низких и слабо варьирующихся значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в возрастном интервале 1000–850 млн лет является комплекс геологических событий, включающий активный внутриплитный магматизм и рост ювенильной коры, малая интенсивность выветривания на континентах и др. **[11]**. Длительность непрерывного осадконакопления в среднем – начале позднего рифея на

Енисейском кряже составляла не более 100–150 млн лет, о чем свидетельствует минимальный возраст обломочных цирконов 1100 млн лет из находящейся ниже по разрезу от полученных датировок погорюйской свиты нижней части сухопитской серии **[5]**. Вблизи рубежа 1 млрд лет характер осадконакопления в регионах, где распространены рифейские отложения, начинает существенно различаться, а площадь сокращается, что может быть связано с заключительными стадиями формирования суперконтинента Родиния и уменьшением эпиконтинентального осадконакопления. Последующие аккреционно-коллизионные события на западной (в современных координатах) окраине Сибирского кратона, начавшиеся около 880 млн лет назад и на большей части современного Енисейского кряжа завершившиеся к концу венда **[1]**, не оказали существенного влияния на уже сформировавшуюся зональность рифейских осадочных систем.

Однако между накоплением рифейских отложений, формировавшихся в условиях эпиплатформенного и окраинного бассейна до 950–1000 млн лет назад, и заложением краевых прогибов в конце рифея – венде, на Енисейском кряже выделяется еще один этап осадконакопления. Он связан с заложением рифтогенных прогибов с активной седиментацией, сопровождавшейся бимодальным вулканизмом и близкими по возрасту проявлениями гранитоидного магматизма **[3** и ссылки в работе**]**. Возраст этих событий, согласно U-Pb и K-Ar датировкам вулканитов, составляет от 720 до 780 млн лет, что в сочетании с изотопно-геохимическими характеристиками позволяет связывать их с обстановками растяжения, маркирующими распад Родинии. Однако в большинстве стратиграфических схем **[6–8]** эти вулканогенно-осадочные последовательности Глушихинской фациальной зоны или запада Центрально-Ангарского террейна сопоставлялись либо с ослянской, либо с верхней или нижней частью тунгуссикской серии или даже с сухопитской серией восточных районов Енисейского кряжа. Согласно нашим полевым наблюдениям, эти отложения, выделяемые в орловскую серию Глушихинского прогиба **[3, 9]**, характеризуются видимой мощностью не менее 700–800 м, большим разнообразием состава и присутствием продуктов как кислого, так и основного вулканизма (туфы, туфопесчаники, лавобрекчии, базальтовые покровы). Орловская серия связана постепенным переходом с подстилающими темноцветными глинистыми сланцами, которые ранее коррелировались с шунтарской, погорюйской и даже удерейской свитой тунгуссикской либо сухопитской серии рифея **[6–9]**. Несмотря на сходство литотипов и условий седиментации некоторых из сопоставляемых толщ и на их использование в качестве маркеров при региональной корреляции, решение вопроса о возрасте вулканогенно-осадочных последовательностей Глушихинской зоны и о их возможных аналогах среди других осадочных толщ Енисейского кряжа требует дальнейших специализированных геохимических, изотопных и геохронологических исследований.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проекты № 18-17-00247 и 17-17-01241) и ФНИ (проект № 0331-2019-0002). Полевые исследования осуществлены при поддержке РФФИ (проект № 18-35-20025).

[1] *Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В.* Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 63–90.

[2] *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 22. № 6. С. 3–25.

[3] *Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В.* Поздненеопроетрозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрохимический состав, возраст и условия образования // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 58–71.

[4] *Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Беляцкий Б.В., Васильева И.М., Левский Л.К.* U-Pb систематика докембрийских карбонатов: рифейская сухотунгусинская свита Туруханского поднятия Сибири // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 5. С. 525–536.

[5] *Приняткина Н.С., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Шацилло А.В., Худолей А.К., Романюк Т.В., Маслов А.В.* Погорюйская свита протерозоя Енисейского кряжа: возраст и источники сноса по данным изотопного U-Pb датирования обломочных цирконов // ДАН. 2019. Т. 484. № 2. С. 195–199.

[6] *Семихатов М.А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 242 с.

[7] *Хабаров Е.М., Вараксина И.В.* Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1173–1198.

[8] *Хоментовский В.В.* Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 9. С. 921–933.

[9] *Шенфиль В.Ю., Морякин В.Б.* Корреляция верхнерифейских отложений вкрест структуры Енисейского кряжа в бассейне реки Большой Пит // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее обрамление. Новосибирск: ОИГГиМ СО АН СССР, 1991. С. 45–64.

[10] *Khudoley A.K., Rainbird A.H., Stern R.A., Kropachev A.P., Hearman L.M., Zanin A.M., Podkovyrov V.N., Belova V.N., Sukhorukov V.I.* Sedimentary evolution of the Riphean-Vendian basin of southwestern Siberia // Precambrian Research. 2001. V. 111. P. 129–163.

[11] *Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M.* Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after assembly of Rodinia and before the Bitter Springs excursion // Precambrian Research. 2017. V. 298. P. 157–173.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 140–141

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ЗААНГАРЬЯ – РЕЛИКТЫ ВНУТРИПЛИТНОГО РИФТОГЕНЕЗА В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.Б. Кузнецов

Москва, Геологический институт РАН
Москва, Российский университет (НИУ) нефти и газа им. И.М. Губкина

На севере Енисейского кряжа, т.е. в той его части, которая расположена к северу от долины р. Ангары (или в заангарской части Енисейского кряжа – в Заангарье), широко распространены разнородные верхнедокембрийские стратифицированные породные комплексы, выделяемые в ранге толщ и свит, объединяемые в серии. Эти образования интрудированы телами преимущественно допалеозойских гранитоидов и ассоциирующих с ними габброидов. Как стратифицированные, так и нестратифицированные позднедокембрийские образования Заангарья неравномерно подвергнуты эпигенетическим преобразованиям, вплоть до амфиболитовой фации метаморфизма, при этом нижнепалеозойские и самые верхние элементы верхнедокембрийского разреза не метаморфизованы.

Среди исследователей Заангарья в настоящее время существует консенсус в отношении понимания тектонической зональности этого региона. Здесь выделяют Восточно-Ангарский блок (ВАБ), Центрально-Ангарский блок (ЦАБ) и Исаковский блок. Эти блоки разделены Татарско-Ишимбинской тектонической зоной **[1, 2 и ссылки в этих работах]**, ограниченной надвигами, осложненными сдвигами. При этом тектоническая природа и первичная тектоническая принадлежность ЦАБ понимается разными исследователями по-разному. Так, в работах **[1 и мн. др.]** ЦАБ интерпретирован как террейн, чужеродный по отношению к пространственно и структурно сопряженному с ним в современной структуре краю Сибирской платформы (СП). При этом разграничивающая ЦАБ и ВАБ Татарско-Ишимбинская зона интерпретирована как офиолитовая сутура – след от произошедшего на временном рубеже ~760–750 млн лет закрытия бассейна с корой океанического типа. В соответствии с этими представлениями, распространенные в Заангарье позднедокембрийские комплексы и сложенные ими структуры – это реликты сформированного в конце позднего докембрия крупного коллизионно-аккреционного орогена, который нарастил собой в конце позднего докембрия западный край (окраину) Сибирского континента (Сибири).

В противоположность этому, в работах **[2 и мн. др.]** ЦАБ – это элемент позднедокембрийской окраины СП. При этом отделяющая ЦАБ от ВАБ Татарско-Ишимбинская зона интерпретирована как реликт позднемезопротерозойского Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса, сформированного на окраине СП при ее рифтогенезе **[2]**.

Результаты всестороннего изучения стратифицированных комплексов (свит и толщ), проводимого автором в Заангарье начиная с 2013 г., не подтверждают представлений о том, что верхнедокембрийские разрезы ЦАБ и ВАБ сколько-нибудь значимо различны, т. е. представления о чужеродности ЦАБ по отношению к ВАБ не находят подтверждения. А если, как полагают фактически все исследователи региона **[1, 2, 6]**, ВАБ – это фрагмент СП, то и ЦАБ является ее частью. Если ЦАБ родственен по отношению к ВАБ в частности, то он (ЦАБ) родственен и по отношению к сопредельным частям СП в целом.

Выполненный анализ представленных в литературе результатов Sm/Nd-изотопно-геохимических исследований гранитоидов и кремнекислых членов вулканоплутонических ассоциаций ЦАБ **[2–4 и др.]** показал, что Sm/Nd-модельные возрасты магмогенерирующего субстрата этих магматических образований характерны для времени становления кристаллических комплексов Тунгусского домена фундамента СП. При этом известно, что во многих случаях в гранитоидах ЦАБ установлены ксенокристы циркона с возрастом, характерным для кристаллических комплексов фундамента СП. Кроме того, в породах из докембрийских метаосадочных толщ ЦАБ установлены раннедокембрийские детритовые цирконы, среди которых доминируют

зерна со средневзвешенным возрастом 1.84–1.87 млрд лет **[4]**. Отметим также, что по результатам изучения Sm/Nd-изотопной системы в пелитах и метапелитах из верхнедокембрийских толщ ЦАБ **[3]** модельный возраст источников сноса попадает в диапазон значений от ~1.8 до ~2.7 млрд лет с максимумом на кривой плотности вероятности распределений модельного возраста чуть менее 2.0 млрд лет. Все это также не дает оснований предполагать чужеродность ЦАБ по отношению к СП.

Следует также отметить, что постулируемая **[1** и мн. др.**]** коллизионно-аккреционная природа позднедокембрийских гранитоидов ЦАБ не очевидна. Эти образования могут быть скорее интерпретированы как внутриплитные. На это указывает тот факт, что эти гранитоиды принадлежат А-типу, образовались при фракционной кристаллизации щелочных магм и ассоциируют с карбонатитами и другими щелочными породами **[5 и др.]**. Кроме того, метаморфизм верхнедокембрийских толщ, а также прорывающих их гранитоидов и габброидов обусловлен, скорее всего, не коллизионно-аккреционными процессами, а увеличением теплового потока, связанным с рифтогенезом, а также процессами бластомилонитизации при крупноамплитудных сдвиговых перемещениях.

Таким образом, есть основания полагать, что в Заангарье мы имеем дело с реликтами поздненеопротерозойского эпиплатформенного транстенсионного тектогенеза – комбинации рифтогенеза и крупноамплитудных сдвигов.

Исследования выполнены в соответствии с планами исследований по темам государственных заданий ГИН РАН. Полевые исследования в Заангарье и анализ регионально-геологических материалов проведены при поддержке РФФИ (проекты № 17-05-00021 и 19-05-00794).

[1] *Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е. и др.* Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 63–90.

[2] *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С.* Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. № 5. С. 32–53.

[3] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В. и др.* Sm–Nd-изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источника сноса // ДАН. 2008. Т. 423. № 6. С. 795–800.

[4] *Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Туркина О.М.* Нижнепротерозойские метаосадочные комплексы юго-западной окраины Сибирского кратона: строение и состав, источники сноса, возрастные рубежи формирования, особенности металлогении // Развитие минерально-сырьевой базы Сибири: от Обручева В.А., Усова М.А., Урванцева Н.Н. до наших дней. Томск: НИ Томский политехнический университет, 2013. С. 247–250.

[5] *Романова И.В., Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Ларионов А.Н.* Неопротерозойский щелочной и ассоциирующий с ним магматизм в западном обрамлении Сибирского кратона: петрография, геохимия и геохронология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1530–1555.

[6] *Хоментовский В.В.* Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 9. С. 921–933.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 142–144

ОБРАЗОВАНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ (ДО НАЧАЛА ТЕКТОНИКИ ПЛИТ)

М.И. Кузьмин[1], А.Б. Котов[2], В.В. Ярмолюк[3]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
[2] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
[3] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Наиболее полно тезисы доклада на эту тему приведены в материалах конференции «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал» (г. Иркутск, сентябрь, 2019). В настоящем сборнике приведена аннотация данного сообщения. Природа создала удивительную планету Земля, на которой стало возможным появление и развитие цивилизованного сообщества разумных людей – землян, которые, используя природные богатства Земли, смогли как освоить саму планету Земля, так и выйти в космос, что позволяет сообществу землян понять, как появилась Земля и что ожидает нас в будущем.

Познать окружающий мир человеческому сообществу дает возможность фундаментальная наука. В.И. Вернадский утверждал, что факты составляют главное содержание научного знания. Со временем накопление фактов позволяет нам лучше понимать законы развития Земли и космоса. Новые факты расширяют и уточняют наше познание окружающего мира. Научные познания, основанные на твердо установленных фактах, являются парадигмой, как предложил Т. Кун. В то же время парадигма – основа для работы научного сообщества в определенное время. Со временем с накоплением новых фактов происходит смена парадигм.

В геологии до настоящего времени произошла смена парадигмы геосинклиналей, т.е. развитие горно-складчатых поясов, изучение которых проводится на основе методов актуализма и униформизма. Эта парадигма вошла в геологию в 30–60-х годах XIX века и просуществовала более 100 лет. В XX веке, особенно во второй половине (60-е годы), когда проводились многочисленные работы в океанах, а также геофизические исследования по изучению глубинного строения Земли, стала развиваться тектоника литосферных плит, которая в 90-е годы была дополнена концепцией мантийных плюмов. Но эта парадигма, основанная на совместном действии тектоники плит и тектоники плюмов, определяет эндогенную активность Земли за последние 2 млрд лет, т.е. именно в это время возникли благоприятные условия для развития цивилизованного существования сообщества людей. Около 5 млн лет тому назад появился человек, а цивилизованное сообщество людей образовалось 30–50 тысяч лет тому назад.

В последнее время появились новые аналитические методы, в том числе анализы с большой точностью вещества, и изотопные исследования. Это позволяет лучше оценить геохимические и изотопные данные древних пород и минералов. Кроме того, большие успехи сделаны в отношении изучения космоса, в том числе и самых удаленных мест нашей Вселенной, а также в планетологии. Все это определяет возможность оценить ранние эпохи.

В настоящее время установлено, что геологическая история Земли началась около 4.5 млрд лет тому назад, после ее аккреции, которая происходила совместно с дифференциацией первичного вещества на железоникелиевое жидкое ядро и мантию. В 4.5 млрд лет началась гадейская эпоха, которую удалось выявить по цирконам с возрастом около 4.4 млрд лет. По сравнению цирконов Луны и Земли этого возраста удалось установить, что планеты земной группы подвергались интенсивным бомбардировкам каменными метеоритами, которые образовались после импакта, определившего образование спутника Земли – Луны. Импактные структуры лунных цирконов, аналогичные по возрасту гадейским цирконам Земли, показывают постоянные метеоритные бомбардировки Земли в гадейский эон. Эти бомбардировки разрушали гадейскую кору, которая вместе с каменными метеоритами погружалась в верхи мантии, расплавлялась, а тугоплавкие цирконы оставались и поднимались на поверхность Земли со следующими порциями основной магмы. Излившиеся мантийные магмы дифференцировали, образуя

небольшое количество кислого гранитного расплава, содержащего цирконы, которые продолжали кристаллизоваться, о чем говорит зональность гадейских цирконов.

Предполагается, что на Земле в гадей-архейское время была стагнированная покрышка, покрывающая поверхность Земли, не выпускающая внутреннее тепло Земли, вызывающая тепловой дисбаланс **[1]**. Этот тепловой дисбаланс исчезал в связи с подъемом мантийных магм, которые формировались под воздействием мантийных переворотов, вызываемых погружающимися кусками коры и каменных метеоритов. Следовательно, эндогенная активность Земли определялась космическими причинами. Температура мантии Земли была достаточно высокой, что определяло солидус, т.е. наличие магматического расплава. S. Parman **[2]** предполагает наличие в то время мягкой, менее плотной и более пластичной мантии. Тепловой дисбаланс исправлялся метеоритными бомбардировками, вызывающими мантийные перевороты, в результате которых извержение основных магм выводило на поверхность накопившееся тепло. Гадейский эон завершился 4.0–3.9 млрд лет вместе с последней тяжелой бомбардировкой.

Начался архейский период. Это период, когда эндогенная активность Земли определялась внутренней энергией Земли. Для этого периода также характерно, что сохранились остатки континентальной коры того времени. Она представлена ассоциацией пород: трондьемита, тоналита, гранодиорита (ТТГ). Иногда эти породы называют «серыми гнейсами». Это полосчатые породы, а среди гранитоидных разностей сохраняются прослои измененных вулканитов основного состава. На примере выходов этих пород в Канаде Bédard **[1]**, детально изучив механизм их образования, предложил модель субдукции образования ТТГ ассоциации. Она связана с вертикальной тектоникой. В связи с неоднократными излияниями мантийных основных магм образуется континентальная кора повышенной мощности. Под собственным весом кора проваливается вниз, а под влиянием новых порций мантийных основных магм происходит частичное плавление опустившихся эклогитизированных пород. В результате частичного плавления выплавляются расплавы гранитоидного состава и реститы основного эклогитизированного состава. Гранитоидные расплавы интрудируют вверх, образуя кратоны, а эклозитовые породы образуют корни этих кратонов.

В архее по Бедарду **[1]** остается дисбаланс тепла Земли, которое от остывания ядра и радиоактивного распада короткоживущих изотопов накапливается в верхней части вблизи от поверхности Земли, но не может выйти наружу в связи со стагнированной покрышкой.

По расчетам **[1]**, происходит расслоение мантии, а в отдельных мантийных слоях формируется мелкоячеистая конвекция. Поднимающие струю конвективные ячейки образуют мантийные перевороты, которые формируют основные магмы, поднимающиеся кверху и передающие избытки тепла. Данный механизм – основа эндогенной активности Земли в архее. Вероятно, такие конвекционные ячейки долгоживущие, поэтому основные мантийные магмы поднимаются неоднократно, пока верхний конвектируемый слой не потеряет полученное дополнительное тепло. Далее, очевидно, происходит следующее. Верхний слой мантии, расположенный под стагнированной покрышкой, теряет избыток тепла, а также теряет тепло подстилающий ее конвектируемый последний слой, в котором происходило начальное зарождение мантийных магм, вызывающее мантийные перевороты. Конвектированный слой остается более глубоким, а верхний слой соединяется с верхней мантией, расположенной под стагнированной покрышкой. Соответственно зарождение коровых пород углубляется, появляются породы зеленокаменных поясов, в которых отмечаются породы с большими содержаниями магния и калия, как формирующиеся на больших глубинах. Скорее всего, ассоциация пород ТТГ формировалась на Земле 4.9–4.6 млрд лет, а далее до 3.1 млрд лет в архее происходило образование зеленокаменных поясов. Следует заметить, что в архейских породах, особенно в породах ТТГ, в ядрах цирконов отмечаются гадейские цирконы. Кроме того, изучение изотопов гафния (ε_{Hf}) в гадейских цирконах, а также отношение $^{176}Lu/^{177}Hf$ в гадейских и архейских цирконах показывают, что при образовании архейских глубинных магм использовались гадейские мантийные протолиты, что говорит об единстве геологической истории и эндогенной активности в ранней истории Земли, которая продолжалась до 3.1 млрд лет, а далее наступил переходный период – переход от ранней истории LID тектоники и мантийных переворотов к тектонике плит и глубинных мантийных плюмов.

Основные положения данного сообщения можно найти в следующих публикациях:

1. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Биография Земли: основные этапы геологической истории // Природа. 2017. № 6. С. 12–25.
2. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Изменение стиля тектонических движений в процессе эволюции Земли // ДАН. 2016. Т. 469. № 6. С. 706–710.

3. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Горячев Н.А. Магматизм и металлогения ранних этапов развития Земли как отражение ее геологической эволюции // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 1924–1940.
4. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б. Ранняя эволюция Земли, начало ее геологической истории: как и когда появились гранитоидные магмы // Литосфера. 2018. Т. 18. № 5. С. 653–671.

[1] *Bédard J.H.* Stagnant lids and mantle overturns: Implications for Archaean tectonics, magmagenesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 19–49.
[2] *Parman S.* An Archaean mushy mantle // Nature Geoscience. 2018. V. 11. P. 85–86.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 145–146

ОЛИСТОСТРОМЫ КУРАЙСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ: УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОЗРАСТ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ГОРНОГО АЛТАЯ)

А.В. Куликова[1, 2, 3], М.М. Буслов[1, 2, 3], А.С. Федораева[2], Х. Хіа[4], Д.В. Семенова[1, 3]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Ak_Cool@mail.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
[3] Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет
[4] Guangzhou, China, Guangzhou Institute of Geochemistry CAS

В пределах Горного Алтая выделяются **[1–4]** следующие геодинамические комплексы, сформированные на окраине Сибирского континента в позднем докембрии – раннем ордовике: 1) Кузнецко-Алтайская магматическая островная дуга с толеит-бонинитовыми и известково-щелочными сериями пород; 2) Курайская и Катунская аккреционные призмы, состоящие из различных фрагментов океанической коры, серпентинитового меланжа с блоками высокобарических пород, олистостром, турбидитов; 3) Ануйско-Чуйский преддуговой прогиб, выполненный флишем, а в краевой фации вблизи островной дуги − олистостромо-конгломератовыми образованиями.

Курайская аккреционная призма находится в юго-восточной части Горного Алтая и прослеживается на расстоянии более 150 км с СЗ на ЮВ при ширине до 60 км. На северо-востоке она граничит с вулканогенно-осадочными образованиями курайских офиолитов, сформированных в условиях примитивной островной дуги **[1, 5, 6]**. Лавы и магматические породы из комплексов параллельных даек и дайко-силлов курайских офиолитов по составу отвечают толеитовым базальтам и бонинитам. Из лав бонинитов было выделено два зерна цирконов, их U-Pb возраст составляет 799±11 млн лет и 803±11 млн лет (CAMECA, SKLaBIG GIG CAS). U-Pb возраст бонинитовых туфов по восьми зернам составляет 837 млн лет, также присутствуют более древние захваченные цирконы (n=5) (CAMECA, SKLaBIG GIG CAS).

В структуру Курайской аккреционной призмы входят различные по составу и размерам тектонические пластины палеосимаунтов, а также чаган-узунских офиолитов. Метаморфические породы (эклогиты, безгранатовые и гранатовые амфиболиты, гранат-пироксен-амфиболовые породы) присутствуют в составе аккреционной призмы в виде блоков в серпентинитовом меланже, а также отдельных линз и пластин и, как правило, приурочены к офиолитам. Вышеперечисленные пластины перемежаются с отложениями олистостром и турбидитов **[2, 3]**. Структурные элементы аккреционной призмы в целом погружаются на юго-запад. Структура аккреционной призмы нарушена позднепалеозойскими разломами **[2]**. Полученные значения возраста эклогитов и гранатовых амфиболитов позволили выделить три дискретных события: 629±5, 585±4 и 524±4 млн лет **[7–9]**. Возраст 629±5 млн лет отражает формирование эклогитов в зоне субдукции и их последующую эксгумацию. Возраст 585±4 млн лет, по-видимому, отражает последнее столкновение крупного палеосимаунта с островной дугой, заклинивание и перескок зоны субдукции. Возраст 524±4 млн лет вероятнее всего говорит о продолжающихся аккреционных процессах в палеосубдукционной зоне Кузнецко-Алтайской островной дуги.

В районе пос. Акташ Курайский аккреционный клин перекрывается через базальные конгломераты грубообломочными отложениями среднекембрийско-раннеордовикской чибитской свиты Ануйско-Чуйского преддугового прогиба **[10]**. Из крупнозернистых песчаников чибитской свиты были выделены цирконы магматического генезиса с Th/U отношением 0.17–0.48. По U-Pb датированию детритовых цирконов (LA-ICP-MS, КФУ) выделяется один источник сноса с явно выраженным пиком в 508 млн лет. На данном этапе аккреционный клин был полностью перекрыт осадками преддугового прогиба и снос поступал только с островной дуги.

Нами были изучены две пластины олистостром, входящих в состав аккреционной призмы в ее южной и западной части. Первая находится в районе р. Курумкешу и простирается на северо-запад. Пластина ограничена с севера позднедокембрийскими вулканитами палеосимаунта,

а с юга – породами его карбонатной «шапки». Вторая изученная пластина находится в западной части Курайской зоны в районе хребта между р. Актру и руч. Чичке. Пластина грубообломочной толщи пород ограничена с запада карбонатными, с востока – базитовыми породами и смята в складку. При изучении в составе данных грубообломочных толщ выделялись два компонента: крупные блоки (размером до 20 м) базальтов типа N-MORB и OIB, габбро, кремнистых и карбонатных пород, погруженные в песчано-алевролитовую массу, преобразованную в зеленосланцевой фации метаморфизма. При петрографическом изучении песчано-алевролитовые породы можно разделить на два типа: для первого характерен полимиктовый состав обломков с обилием плагиоклаза и эффузивных основных пород, также присутствует гранат, поровый глинистый цемент и массивная текстура (матрикс олистостромы); для второго типа – преимущественно кварцевый состав, более мелкая размерность, лучшая окатанность обломков, конформный цемент, а также градационно-слоистая текстура (фоновые осадки глубоководного желоба). Присутствие в матриксе эффузивных основных пород, а также граната может говорить о наличии в числе источников сноса пород островной дуги, а также офиолитов, палеосимаунтов и высокометаморфизованных пород, входящих в состав аккреционной призмы. Нами были продатированы цирконы из матрикса олистостромы U-Pb методом (CAMECA, SKLaBIG GIG CAS). Выделяется два наиболее крупных пика: 627 млн лет (n=8), который хорошо коррелируется с возрастом высокобарического метаморфизма в Курайской аккреционной призме; 820 млн лет (n=4), сопоставимый с возрастом бонинитов и бонинитовых туфов островной дуги, а также единичные цирконы более древнего возраста (n=3).

Таким образом, можно предположить, что пластины олистостром в составе Курайской аккреционной призмы были сформированы в глубоководном желобе и в дальнейшем были вовлечены в состав аккреционного клина.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН № 0330-2016-0014, проекта РФФИ (19-55-53011) и при поддержке Министерства образования РФ по договору № 14.Y26.31.0029 в рамках реализации Постановления Правительства Российской Федерации № 220.

[1] *Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А.* Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. Т. 33. № 12. С. 3–14.

[2] *Буслов М.М., Ватанабе Т.* Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 82–93.

[3] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А.* Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1381–1403.

[4] *Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонббатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А.* Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1627.

[5] *Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 182–199.

[6] *Котляров А.В., Симонов В.А., Сафонова И.Ю.* Бониниты – критерии геодинамического развития магматических систем в палеосубдукционных зонах Горного Алтая // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 39–58.

[7] *Куликова А.В.* Условия формирования базит-ультрабазитовых и метабазитовых комплексов Курайской аккреционной зоны (Горный Алтай): Автореф. дис. … канд. геол-мин. наук. Новосибирск, 2018. 22 с.

[8] *Куликова А.В., Буслов М.М., Травин А.В.* Геохронология метаморфических пород Курайского аккреционного клина (юго-восточная часть Горного Алтая) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 1049–1063.

[9] *Гусев Н.И., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Ларионов А.Н., Падерин И.П.* Балтырганский эклогит-амфиболитовый комплекс Горного Алтая: состав, возраст, геохимия циркона // Региональная геология и металлогения. 2012. № 49. С. 60–69.

[10] *Буслов М.М., Сенников Н.В., Ивата К., Зыбин В.А., Обут О.Т., Гусев Н.И., Шокальский С.П.* Новые данные о строении и возрасте олистостромовой и песчано-алевролитовой толщ Горноалтайской серии на юго-востоке Ануйско-Чуйской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 6. С. 789–798.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 147–149

СТРУКТУРЫ «*ТЕРЕЕ*» В ПОСТГЛЯЦИАЛЬНЫХ ВЕНЧАЮЩИХ КАРБОНАТАХ КУМАХ-УЛАХСКОЙ СВИТЫ (НЕОПРОТЕРОЗОЙ)

И.В. Латышева[1, 2], А.В. Шацилло[3], И.В. Федюкин[3]

[1] Москва, Геологический институт РАН irkalatysheva@gmail.com
[2] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
[3] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

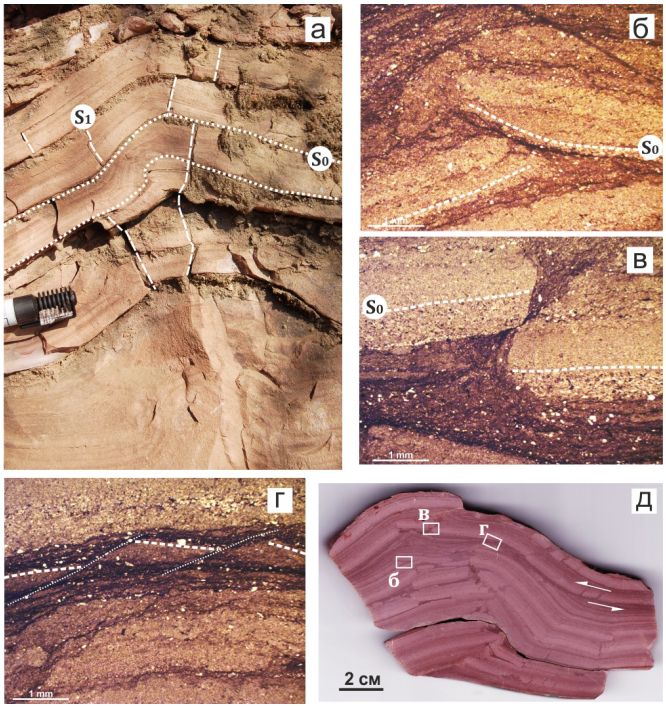
Термин «tepee-structure» впервые был предложен в 1950 году Дж. Адамсом и Х. Френзелем **[4]** для описания складок, похожих на жилище американских индейцев, в карбонатных породах пермского возраста, слагающих барьерный риф Капитан (горы Гвадалупа, Мексика). Типи-структуры (ТС) представляют собой антиклинальные складки в карбонатных породах, охватывающие не весь разрез, а только один или несколько слоев. Отмечается **[3]**, что ТС типичны для «венчающих карбонатов» – специфических карбонатных секвенций, часто покрывающих ледниковые отложения позднего неопротерозоя.

Для всех ТС характерны сходные морфологические особенности. В разрезе они выглядят как вертикальные антиклинальные складки, охватывающие один или несколько слоев карбонатных пород. В разрезе уровни, содержащие ТС, распределены незакономерно, размеры ТС возрастают в прослоях большей мощности. В литературе описаны ТС размером от первых десятков сантиметров до первых метров. Мощность деформированных слоев составляет от 20–40 см в мелких складках до 3–4 м в некоторых крупных складках. Для образования ТС предлагались различные механизмы: (1) цементация и растрескивание поверхностного слоя осадка в пределах литоральной зоны; (2) смятие отдельных прослоев в результате кристаллизации минералов в матриксе породы; (3) образование параллельных гребневидных складок в результате оползневых процессов; (4) гигантские знаки ряби(!); (5) выходы газовых струй; (6) сейсмодислокации. Таким образом, термин «типи-структуры» не обладает каким-то определенным генетическим смыслом, так как близкие по морфологии складки описаны в разных обстановках, и им приписываются различные способы образования.

Объект исследования расположен на западном склоне Алданского щита (левый берег р. Сень, 3 км ниже устья р. Урага, кумах-улахская свита) и представляет собой пачку ламинарных доломитовых мергелей, рассматриваемых **[3]** как «венчающие карбонаты» неопротерозойского Среднесибирского гляциогоризонта, представленного здесь ледниковыми отложениями ничатской свиты.

Мощность обнаженной части карбонатной пачки на р. Сень менее 2 м, породы залегают субгоризонтально, уровень с ТС находится в средней части разреза, их размер – от первых сантиметров до 25–30 см. Доломитовые мергели кумах-улахской свиты образованы тонким чередованием глинисто-карбонатных и карбонатно-глинистых слойков, с разной интенсивностью окрашенных гематитовым пигментом. Основная масса породы сложена микритовым доломитом. В некоторых прослоях встречается небольшое количество (от единичных зерен до 5–10 %) алевритового материала – неокатанных обломков размером до 0.1 мм, среди которых преобладает кварц. Какие-либо признаки активной гидродинамики и мелководья в породах отсутствуют – вероятно, их образование происходило в перигляциальном водоеме озерного типа, а тонкая ламинарная слоистость обусловлена сезонным осадконакоплением.

ТС, присутствующие в разрезе, асимметричны, в замках наблюдаются подвороты слоев (рисунок, *а*), что характерно для обстановок сжатия вдоль слоистости. Более карбонатные прослои деструктурированы на «блоки», пространство между которыми заполнено существенно глинистым веществом (рисунок, *д*). Там, где обломки карбонатных прослоев контактируют друг с другом, концентрируются зоны растворения, похожие на стилолитовые швы (рисунок, *в*), характерные для деформированных карбонатных пород **[1]**. Ближе к замку складки в породах наблюдаются микронадвиги, дробление слойков и развороты ромбовидных «блоков» (рисунок, *б*, *в*).



Строение типи-складки в венчающих карбонатах кумах-улахской свиты (западный склон Алданского щита, левый берег р. Сень, в 3 км ниже устья р. Урага): *а* – общий вид складки; *б* – микронадвиги в замковой части складки; *в* – концентрация зон растворения между соседними обломками карбонатного прослоя; *г* – развернутые ромбовидные обломки карбонатных прослоев; *д* – положение микрофотографий *б*, *в*, *г*. Буквами обозначены: S_0 – слоистость, S_1 – веерообразные трещины.

На микроуровне в разных сечениях складки (параллельно и перпендикулярно осевой плоскости) отмечаются схожие особенности ее строения (фрагментация слоев, микронадвиги и т.д.). В связи с этим нельзя исключать полигональное распространение ТС на площади, что отмечалось в некоторых работах **[5]**.

Макроскопически в замке складки заметны системы веерообразных трещин, ориентированных поперек слоистости, которые повторяют морфологию зон растворения, наблюдаемых на микроуровне (рисунок, *а*), шарнир складки ориентирован субгоризонтально.

Данные по анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) указывают на то, что магнитная текстура породы была сформирована преимущественно до образования ТС. Интересен тот факт, что АМВ венчающих карбонатов кумах-улахской свиты нетипична для осадочных пород и характеризуется ориентировкой промежуточной оси АМВ, близкой к вертикальной, при этом направления минимальной и максимальной оси не находятся в корреляции с ориентировкой ТС. В литературе мы нашли единственный подобный пример АМВ (не связанной с процессами деформаций), который был отмечен в неопротерозойских венчающих карбонатах формации Nuccaleena Австралии **[6]**. Возможно (?), что это сходство указывает на единый механизм образования магнитной текстуры в венчающих карбонатах.

Перечисленные особенности изученной ТС кумах-улахской свиты указывают на то, что ее образование происходило, вероятно, на стадии седиментации и раннего диагенеза в частично литифицированных породах. Очевидно, что анизотропия среды была обусловлена чередованием более карбонатных – литифицированных и более глинистых – пористых и водонасыщенных слоев. Глинистые прослои играли роль смазки, по ним соседние карбонатные слойки проскальзывали друг относительно друга с образованием зон микронадвига, а ромбовидные фрагменты слоев поворачивались и «растаскивались» (рисунок, *г*).

То, что раздробленные, сильно деформированные слойки перекрываются осадком, мягко облекающим складку, иногда полностью ее сглаживающим, указывает на импульсный характер деформаций, при котором периоды сжатия чередовались с периодами «спокойствия».

Моделирование складок различной морфологии **[2]** показывает, что складки подобного типа, с полигональным распространением по площади, образуются при двустороннем сжатии, приложенном в перпендикулярных направлениях.

С учетом обстановок осадконакопления «венчающих карбонатов» кумах-улахской свиты особенности изученных ТС не находят убедительного объяснения их формирования ни одним из приведенных (см. выше) механизмов. Вероятно, образование изученных раннедиагенетических типи-структур могло быть связано с двусторонним(?) тангенциальным сжатием, причины которого пока не ясны.

Полевые и петромагнитные исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00021). Структурные исследования проведены в рамках темы государственного задания ГИН РАН № 0135-2019-0070.

[1] *Кирмасов А.Б.* Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 367 с.
[2] *Паталаха Е.И., Слепых Ю.Ф.* Пересекающаяся складчатость (геометрический анализ). М.: Недра, 1974. 120 с.
[3] *Чумаков Н.М.* Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. Труды Геологического института. Вып. 611. М.: ГЕОС, 2015. 160 с.
[4] *Adams J.E., Frenzel H.N.* Capitan barrier reef, Texas and New Mexico // The Journal of Geology. 1950. V. 58. C. 289–312.
[5] *Assereto R., Kendall C.G.* Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias // Sedimentology. 1977. V. 24. № 2. C. 153–210.
[6] *Schmidt P.W., Williams G.E., McWilliams M.O.* Palaeomagnetism and magnetic anisotropy of Late Neoproterozoic strata, South Australia: implications for the palaeolatitude of Late Cryogenian glaciation, cap carbonate and the Ediacaran system // Precambrian Research. 2009. V. 174. P. 35–52.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 150–151

ВЛИЯНИЕ МОЛОДОГО ЭФФУЗИВНОГО ВУЛКАНИЗМА НА МОРФОЛОГИЮ И РАЗВИТИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН (НА ПРИМЕРЕ РЕКИ ЖОМ-БОЛОК В ВОСТОЧНОМ САЯНЕ)

Е.В. Лебедева[1], Т.М. Сковитина[2], Д.В. Михалёв[3], В.А. Пеллинен[2], Д.В. Мишуринский[1, 3]

[1] Москва, Институт географии РАН, ekaterina.lebedeva@gmail.com
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skovit71@gmail.com, vadim.a.pellinen@ya.ru
[3] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, mikhalev.dmitry@gmail.com, mishurinsk@mail.ru

Позднекайнозойский вулканизм широко распространен на территории Центральной Азии: его источники имеют различную геодинамическую природу и приурочены к границам литосферных плит либо к их внутренним частям, но так или иначе они связаны с системами разломов **[1–5 и др.]**. Молодой вулканический рельеф представлен преимущественно лавовыми плато и шлаковыми конусами, а также долинными лавовыми потоками («реками»), которые известны на Витимском плато, в Удоканской и в Южно-Хангайской вулканических областях, в Восточно-Тувинском вулканическом ареале, в бассейнах рек Джиды, Оки, Енисея **[1, 3, 6, 7 и др.]**. В Южно-Байкальской вулканической области позднекайнозойские базальты часто приурочены к молодым разломным зонам, по которым заложены многие речные долины, и нередко центры их излияния находятся непосредственно в этих эрозионно-тектонических формах. Долинные лавовые потоки, как правило, имеют значительную протяженность (десятки километров); они вызывают изменения характера речного стока, морфологии и продольного профиля долин, перестройки речной сети **[8, 9]**. На примере лавового поля Жом-Болок в системе внутригорных долин Восточного Саяна проведен анализ воздействия эффузивного вулканизма на морфологию и развитие речных долин.

Если лавовые потоки заполняют долину целиком, то обычно новый врез реки формируется вдоль одного из бортов долины. Базальтовые лавы, заполнившие днище троговой долины р. Жом-Болок около 13 тыс. л.н., характеризуются наличием большого количества пустот – лавовых туннелей значительной протяженности. Эти лавоводы активно используют текучие воды: в верхнем течении долины идет подлавовый и внутрилавовый сток по туннелям, поверхностный сток появляется только ниже оз. Бурсуты-Нур. Современное русло реки сформировалось в результате постепенного разрушения бортов и кровли туннелей потоками воды, причем сначала происходило образование цепочек проточных (русловых) озер, а только затем хорошо выраженного русла с порогами в местах выхода более прочных сливных лав.

Прочные эффузивы стали базисом эрозии, к которому с момента излияния привязано развитие бассейнов притоков Жом-Болока. Заполнив основную долину, лава перегородила ее притоки, и в приустьевых частях некоторых из них образовались подпрудные озера. Постепенно происходил спуск озер, часто также через пустоты в эффузивах, но некоторые из них – Хара-Нур, Харганта и Серповидное – существуют до сих пор **[10, 11]**. В приустьевых частях боковых долин идет аккумуляция выносимого ими обломочного материала. Интенсивность денудации в сильнотрещиноватых породах приразломных зон привела к тому, что в настоящее время на лавовый поток в долине опираются обширные конусы выноса притоков, сложенные полигенетическим материалом (флювиогляциальным, селевым, пролювиальным, аллювиальным).

Для долин с проявлениями вулканизма характерно медленное постепенное врезание в прочные базальты с формированием эрозионных и цокольных пойм, а затем и террас. В днище долины р. Жом-Болок террасы отсутствуют, а эрозионная пойма находится еще в стадии формирования. Для современного желобообразного русла, унаследовавшего преимущественно положение лавоводов, характерны изгибы, обусловленные особенностями строения последних и самого базальтового потока. Аккумулятивный чехол в днище маломощный, развит фрагментарно. В нем, как и в русловом аллювии, доминируют не базальты, а материал, выносимый

притоками. В речном аллювии содержание базальтового материала незначительно (от 0 до 5–7 %), он преимущественно не окатан или окатан слабо. Хорошая окатанность отмечается у гальки, представленной гранитоидами, кварцитами и гнейсами, поступившей в русло в результате размыва моренных отложений или из боковых притоков.

Большинство долин региона расположено в зоне сплошного или островного развития многолетнемерзлых пород. Потоки базальтовых лав, перекрывшие ледниковые отложения в долине р. Жом-Болок, кардинально изменили характер криогенных процессов в ее днище: вместо насыщенных влагой мерзлых грунтов с развитием процессов пучения и льдовыделения сформировались морозные породы, в которых данные процессы отсутствуют.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проект № 18–05–00967).

[1] *Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Сугоракова А.М., Брагин В.Ю., Литасов Ю.Д., Прудников С.Т., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Иванов В.Г., Козловский А.М.* Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической активности // Вулканология и сейсмология. 2001. № 3. С. 3–32.

[2] *Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Иванов В.Г.* Строение, состав, источники и механизм долинных излияний лавовых потоков Жом-Болок (голоцен, Южно-Байкальская вулканическая область) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 5. С. 41–59.

[3] *Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Лебедев В.И., Сугоракова А.М.* Крупнейшие долинные излияния в кайнозое Азии: особенности строения, состава и условия формирования «лавовой реки» долины Малого Енисея // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4. С. 3–20.

[4] *Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Demonterova E.I., Arzhannikova A.V., Orlova L.A.* Jom-Bolok Holocene volcanic field in the East Sayan Mts., Siberia, Russia: structure, style of eruptions, magma compositions, and radiocarbon dating // Bulletin of Volcanology. 2011. V. 73. P. 1279–1294.

[5] *Ivanov A.V., Demonterova E.V., Huaiyu H., Perepelov A.B., Travin A.V., Lebedev V.A.* Volcanism in the Baikal rift: 40 years of active-versus-passive model discussion // Earth-Sciences Reviews. 2015. V. 148. P. 18–43.

[6] *Базаров Д.Б., Антощенко И.В.* Селенгинское среднегорье и Джидинский горный район // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 163–210.

[7] *Антощенко-Оленев И.В.* Кайнозой Джидинского района Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1975. 127 с.

[8] *Лебедева Е.В.* Перестройки речной сети: причины и факторы // Геоморфология. 2012. № 3. С. 21–32.

[9] *Лебедева Е.В.* Влияние лавовых потоков на строение долин и развитие речной сети // Геоморфология. 2016. № 3. С. 78–91.

[10] *Сковитина Т.М.* Плотинные озера Саяно-Байкальской горной страны // Геоморфология. 2002. № 3. С. 79–88.

[11] *Щетников А.А.* Озера Окинского плато // Геоморфология. 2002. № 3. С. 88–95.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 152–153

БЫЛО ЛИ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ В ПОЗДНЕМ ЭДИАКАРИИ ГИПЕРАКТИВНЫМ, И ЕСЛИ ДА, ТО ЧТО ИЗ ЭТОГО СЛЕДУЕТ?

Н.М. Левашова[1], И.В. Голованова[2], С.В. Рудько[1], К.Н. Данукалов[2], Д.В. Рудько[3], Р.Ю. Сальманова[2]

[1] Москва, Геологический институт РАН
[2] Уфа, Институт геологии УФИЦ РАН
[3] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

В 2016 г. вышла статья **[1]**, в которой были представлены результаты палеомагнитных исследований красноцветных пород зиганской свиты на Южном Урале. Возраст этой свиты был определен по цирконам из туфового прослоя как 547±3 млн лет. Чуть более 100 м разреза было опробовано очень детально, и было обнаружено более 30 инверсий. Это позволило предположить, что в конце эдиакария был интервал времени, когда частота инверсий составляла 20–30 за миллион лет. Для сравнения: максимальная частота инверсий в фанерозое составляет, предположительно, 8–10 инверсий за миллион лет **[2]**, причем это единственная работа, где в фанерозое предполагается столь высокая частота инверсий.

Гипотеза о том, что магнитное поле в конце эдиакария было гиперактивным, вызвала резонанс как в геологическом, так и в биологическом научном сообществе. Однако эта интригующая гипотеза оказалась весьма уязвимой, поскольку у авторов не было возможности хоть с какой-то достоверностью определить длительность накопления изученного разреза. Понятно, что достоверность предположений о частоте инверсий полностью зависит от достоверности определения длительности изученного интервала времени. В работе **[1]** оценка длительности осадконакопления свелась к следующему: раз не известны случаи накопления подобных осадочных пород со скоростью хотя бы 5 см за тысячу лет (50 м за миллион лет), то и изученные 100 м алевропесчаников никак не могли накапливаться дольше чем 1–2 млн лет. При такой оценке частота инверсий составляет примерно 20–30 инверсий за миллион лет, что в два–три раза больше, чем самая высокая частота инверсий, обнаруженная в фанерозое.

Чтобы попытаться более обоснованно судить о частоте инверсий геомагнитного поля в терминальном эдиакарии, в 2018 году нами было заново проведено детальное палеомагнитное изучение того же разреза зиганской свиты параллельно с циклостратиграфическими исследованиями.

Циклостратиграфический метод заключается в использовании обладающих известной периодичностью астрономических циклов для датирования и интерпретации осадочной летописи. Наиболее важными из таких циклов являются циклы Миланковича, возникающие в результате периодических изменений орбиты Земли и оси ее вращения. Эти циклы имеют периоды от 20 до 400 тыс. лет. Благодаря связи между инсоляцией Земли и астрономическими характеристиками, циклы Миланковича воплощаются в климатические, океанографические и биологические флуктуации, которые потенциально могут регистрироваться в геологической летописи.

Для выявления орбитальной цикличности в породах зиганской свиты было проведено послойное измерение параметра магнитной восприимчивости. Циклостратиграфический анализ вариаций магнитной восприимчивости по методу multi-taper показал, что в изученном разрезе наблюдаются циклические вариации этого параметра с различными периодами, и их можно сопоставить с циклами Миланковича. Рассчитанная на основе выявленных циклов Миланковича длительность накопления опробованной толщи составила около 1.6 млн лет, а средняя продолжительность одной зоны магнитной полярности около 80 тыс. лет.

С учетом того, что согласно нашей интерпретации наиболее «короткие» устойчивые циклы соответствуют циклам прецессии, погрешность определения длительности формирования отложений зиганской свиты составляет не более половины прецессионого цикла, то есть 10–12 тыс. лет. Соответственно частота инверсий в интересующем нас интервале времени составляет 19–20 инверсий за миллион лет, что в два – три раза больше, чем максимальная из-

вестная ранее частота инверсий **[2]**. Любопытно, что полученные количественные оценки неплохо совпадают с теми, которые чисто умозрительно были сделаны в работе **[1]**.

Общеизвестный факт: кембрийский взрыв биоразнообразия произошел примерно 542 млн лет назад. Ему предшествовал «котлинский кризис» (550–542 млн лет (?)), когда произошло несколько эпизодов вымирания биоты. Но что же послужило причиной вымираний и радикального преобразования биосферы? Было уже предложено великое множество теорий на этот счет, но мы решили предложить свою, самую убедительную **[3]**.

Процесс инверсии геомагнитного поля обычно длится 5–10 тыс. лет, и в это время соотношение дипольной и квадрупольной компонент магнитного поля меняется в разы. Если в изученном интервале времени за миллион лет происходило 20–30 инверсий, то 10–20 % всего времени пришлось на процесс инверсий, а значит, средняя интенсивность магнитного поля Земли для этого времени намного ниже обычной.

Во время инверсий Земля и ее атмосфера защищены от солнечного ветра, гамма-излучения и т.д. в 5–10 раз хуже, чем когда поле является преимущественно дипольным. Из-за этого атмосфера теряет озон в 3–4 раза быстрее. Уменьшение концентрации озона в верхних слоях атмосферы, скажем, на 40 % приведет к увеличению биологически эффективного облучения на поверхности Земли на 200 %.

К этому и сводится концепция «гиперактивности» магнитного поля **[3]**. Периоды аномально частых смен полярности характеризовались уменьшением напряженности магнитного поля и уменьшением объема магнитосферы. Это привело к увеличению потока солнечной радиации (ультрафиолетового излучения UVB) на поверхности Земли, что, в свою очередь, определило эволюционную стратегию населявших мелководные моря организмов, заставляя их вырабатывать механизмы «бегства» (вертикальная миграция, зарывание в ил, наращивание раковины) и способствовало быстрой диверсификации организмов. В результате выполненных исследований эта гипотеза получает новое подтверждение.

[1] *Bazhenov M.L., Levashova N.M., Meert J.G., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M.* Late Ediacaran magnetostratigraphy of Baltica: evidence for magnetic field hyperactivity? // Earth and Planetary Science Letters. 2016. V. 435. P. 124–135.

[2] *Biggin A.J., Steinberger B., Aubert J., Suttie N., Holme R., Torsvik T.H., van der Meer D.G., van Hinsbergen D.J.J.* Possible links between long-term geomagnetic variations and whole-mantle convection processes // Nature Geoscience. 2012. V. 5. P. 526–533.

[3] *Meert J.G., Levashova N.M., Bazhenov M.L., Landing E*. Rapid changes of magnetic Field polarity in the late Ediacaran: Linking the Cambrian evolutionary radiation and increased UV-B radiation // Gondvana Research. 2016. V. 34. P. 149–157.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 154–156

ДЕЗИНТЕГРАЦИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД – ПРИРОДНЫЕ ОБЪЕКТЫ И МЕХАНИКА ДИСКРЕТНЫХ СРЕД

М.Г. Леонов

Москва, Геологический институт РАН, mgleonov@yandex.ru

Работа связана с изучением механизмов формирования тектонической инфраструктуры кристаллических горных пород, которые в естественном залегании находятся в сложнонапряженном состоянии и деформированы под действием различных сил, природа которых не всегда очевидна. Во многих случаях стиль деформаций свидетельствует о 3D подвижности (текучести) породных масс, а изменение внешней формы геологических тел происходит без нарушения сплошности ограничивающей их поверхности (библ. в **[5]**).

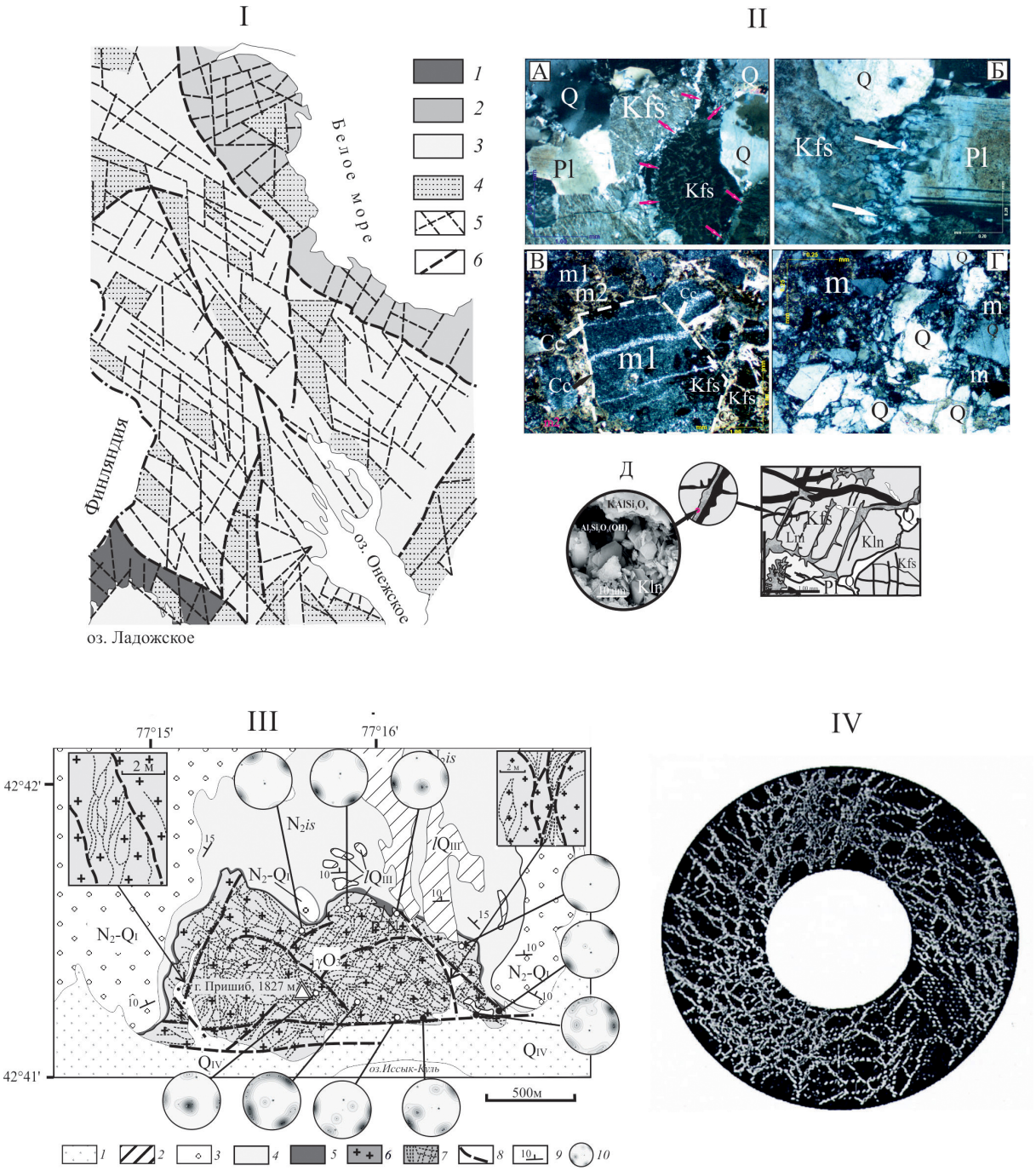
Существует несколько механизмов, обеспечивающих объемную деформацию горных масс: пластическая деформация, хрупкая микросколовая (кливажная) деформация, хрупкая макросколовая (разломно-блоковая) деформация, динамическая рекристаллизация, брекчирование и катаклаз, меланжирование. Их действие – по отдельности или в определенном сочетании – приводит к дезинтеграции и нарушению сплошности первоначально внутренне единых объемов горных пород и к возникновению дискретной блочно-гранулярной кластической инфраструктуры деформируемого объема. Возникновение дискретной структуры делает возможным внутреннее перераспределение вещества – их текучесть.

Дезинтеграция обладает свойством фрактальности и варьируется в широких пределах – от тончайшего катаклазита до гигантских массивов объемом во многие км^3 (рисунок). Деформации организованы в объемно-решетчатую ячеистую систему, состоящую из разноразмерных прямоугольных, ромбоэдровидных, линзовидных или сфероидальных фрагментов породы, разделенных интерфейсными зонами (границами раздела), которые заполнены микробрекчиями, микрокатаклазитами и зонками рассланцевания, маркирующими границы доменов мезо- и макроуровней.

Массивы деформируются как единое структурное образование (квазиконсолидированное тело). В то же время происходит независимое деформирование его составных частей (блоков) и их дифференциальное перемещение и вращение, на что указывает различная ориентировка систем трещин и полей напряжений в разных блоках и доменах (рисунок, III). Такое состояние горных пород рассматривается как разрыхленное, что согласуется с представлениями о сосуществовании консолидированного и неконсолидированного состояния блочной среды **[3]**. Структурная переработка пород, изменение формы геологических тел и их позиции происходят при явной тенденции к механической дезинтеграции, потере связности, возникновению пустотного пространства, т.е. к разрыхлению.

Интерпретация механизмов, ответственных за процесс, кроме прочих, должна базироваться на двух положениях: (1) породы обладают высокой степенью 3D подвижности (реидности); (2) реидная деформация сопровождается потерей внутренней связности пород (разрыхлением). Согласно данным механики дискретных сред и мезомеханики **[1–4, 8–10]**, переход горных пород в дискретное состояние приводит к понижению эффективной вязкости и дилатансии, уменьшает сопротивление сдвигу, что, в свою очередь, вызывает 3D подвижность горных масс и их реидное течение. Дискретным средам свойственна форма передачи напряжений по стыкам зерен и формирование «сетки напряжений» («стрессовых цепочек») (рисунок, IV), что способствует образованию линзовидно-ромбоэдровидных объемов относительно монолитных пород, разделенных интерфейсными зонами.

Процесс механической дезинтеграции и разрыхления проявляется в породах различного состава и в различных геодинамических обстановках. Из этого следует, что причиной проявления тектоники разрыхления должен быть механизм, не зависящий от частных ситуаций, а отражающий общие законы физики твердого тела. Таким механизмом может быть *усталостное разрушение* (УР) **[6, 7]**, которое является следствием длительного воздействия повторных или



Гранулярно-блоковая инфраструктура массивов горных пород. I. Разломно-блоковая дезинтеграция мегауровня (Карельский массив) (по А.Д. Лукашову). *1–3* – геологические провинции: *1* – свекофенниды, *2* – беломориды, *3* – Карельский массив; *4* – опущенные блоки фундамента; *5* – линеаменты и разломы; *6* – границы провинций и главные структурные линии. **II.** Деформация микроуровня и синтектоническая минерализация гранитов массива Танын (Гобийский Алтай) (фото и интерпретация Е.В. Лаврушиной **[5]**). *А*, *Б* – кварц-полевошпатовые агрегаты (показаны стрелками) – продукт динамической рекристаллизации; *В* – микробрекчия с каолинит-кальцитовым матриксом; *Г* – микробрекчия с кластами кварца и полевого шпата в каолинит-кальцитовом матриксе; *Д* – развитие каолинита по трещинам спайности ортоклаза. **III.** Инфраструктура мезоуровня в гранитах (Тянь-Шань). Стереограммы отражают локальные поля напряжений в отдельных породных фрагментах **[5].** *1* – коллювий и пролювий; *2* – лессы (верхний плейстоцен); *3–5* – горизонты и свиты палеогена – неогена; *6* – граниты (О); *7* – трещиноватость в гранитах; *8* – разломы; *9* – элементы залегания; *10* – стереограммы плотностей полюсов трещин в гранитах (нижняя полусфера). **IV.** Сетка напряжений, возникшая при гранулярном течении **[10]**.

переменных (пульсирующих) нагрузок. УР – это фундаментальный процесс, свойственный различным материалам, в том числе и горным породам, усталостные свойства которых проявляются наиболее интенсивно. Кроме того, горные породы в естественном залегании подвержены пульсирующим нагрузкам различной природы: сейсмическим событиям, тремору земной поверхности, фрикционному скольжению литопластин, ротационному фактору, пульсирующему режиму «растяжения/сжатия», гравитационным приливным силам.

Экспериментальное изучение деформационных характеристик в режиме пульсирующих нагрузок показало снижение значений предела усталостной прочности материалов на 22–60 % от статической прочности. В результате циклического процесса «нагружение/разгрузка» в породах накапливаются необратимые деформации и деформации виброползучести, а процесс разрыхления захватывает все бóльшие объемы геологического тела. При этом деформируемый объем может запасать до 30 % энергии, затраченной на деформацию **[4].** При определенных условиях эта энергия может быть высвобождена и после снятия нагрузки деформированный объем может самопроизвольно увеличиваться (эффект последействия) с возникновением областей разупрочнения. Возникающая «пористость», которая частично или полностью компенсируется минерализацией, может варьироваться в широких пределах, обычно в интервале 10–25 % объема. В теории разрыхления отмечено также взаимодействие процессов постепенного разрыхления материала и пластической деформации **[6].**

Структурно-геологические, экспериментальные и теоретические данные позволяют констатировать: (1) – одним из факторов (триггеров) процесса объемной дезинтеграции горных пород является усталостное разрушение – одно из фундаментальных понятий физики твердого тела; (2) поведение дезинтегрированных горных пород подчиняется законам механики гранулированных сред или мезомеханики; (3) подобный стиль поведения горных масс – фундаментальное явление тектоники земной коры, что делает возможным сохранение за ним предложенного Г. Штилле названия «тектоника разрыхления» (нем. Lockertektonik, англ. loosening tectonics). Сделанные выводы, помимо научного, имеют прагматическое значение, позволяя глубже понять механизм формирования кристаллических протрузий – структур, к которым приурочены многие месторождения углеводородов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума РАН (Программа фундаментальных исследований № 8, руководитель – академик Н.С. Бортников).

[1] *Гольдин С.В.* Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 5–22.

[2] *Кайбышев О.А., Пшеничнюк А.И.* Структурная сверхпластичность: от механизма деформации к определяющим соотношениям // Известия РАН. Механика твердого тела. 1999. № 5. С. 148–164.

[3] *Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.

[4] *Лавриков С.В., Ревуженко А.Ф.* Моделирование процесса аккумулирования и высвобождения энергии в геосреде под действием приливных сил // Триггерные эффекты в геосистемах: Тезисы докладов V международной конференции. М.: ИДГ РАН, 2019. С. 111–112.

[5] *Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.* Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал. М.: ГЕОС, 2018. 332 с.

[6] *Мохначев М.П.* Усталость горных пород. М.: Наука, 1979. 152 с.

[7] *Николаева Е.А.* Основы механики разрушения. Пермь: Изд-во Пермского государственного технического университета, 2010. 103 с.

[8] *Псахье С.Г., Шилько Е.В., Астафуров С.В., Григорьев А.С.* О возможности оценки близости сдвиговых напряжений на активных границах раздела в блочных средах к критическому значению // Триггерные эффекты в геосистемах: Материалы Всероссийского семинара-совещания / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2010. С. 230–238.

[9] *Ревуженко А.Ф.* Механика сыпучей среды. Новосибирск: ОФСЕТ, 2003. 274 с.

[10] *Behringer R.P., Howell D., Kondic L., Tennakoon S., Veje Ch.* Predictability and granular materials // Physica D. 1999. V. 133. P. 1–17.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 157–159

АРХЕЙ-ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ЦИРКОНЫ ИЗ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ РЕСТИТОВ ШАМАНСКОГО МАССИВА И ИХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Ф.П. Леснов

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
felix@nsc.igm.ru, lesnovfp@list.ru

Почти до конца XX столетия было принято считать, что в высокомагнезиальных магматических породах, и прежде всего в реститогенных ультрамафитах, акцессорные цирконы не могут присутствовать, в первую очередь, из-за крайней истощенности этих пород Zr и Hf. Однако в настоящее время этот минерал не только обнаружен, но и продатирован U-Pb изотопным методом на примере многих десятков мафит-ульрамафитовых массивов, распространенных как в складчатых, так и в океанических и платформенных структурах земной коры, причем работы в этом направлении стали одними из новых в магматической петрологии **[1].** Подтверждением этому могут служить результаты изучения цирконов из реститогенных ультрамафитов входящего в состав Байкало-Муйской офиолитовой ассоциации Шаманского массива (55°81′39″ с.ш., 111°09′17″ в.д.). На современном эрозионном срезе массив имеет протяженность около 25 км при максимальной ширине около 6 км. Его субвертикальные контакты с вмещающими толщами метаморфических пород протерозойского возраста ориентированы в С-СЗ направлении согласно простиранию зоны глубинных разломов, разграничивающей Сибирский кратон и Байкало-Саянскую складчатую область, к которой он структурно приурочен. Массив сложен преобладающими гарцбургитами и подчиненными им дунитами, залегающими среди гарцбургитов в виде перемежающихся полос и линзовидных обособлений, имеющих постепенные переходы к гарцбургитам. Микроструктуры слагающих эти породы оливинов, последовательность которых отражает возрастание степени пластического деформирования пород, сменяются от протогранулярной (во внутренней части массива) к мезогранулярной, порфирокластовой, порфиролейстовой и мозаичной (в его периферических частях), что свидетельствует о динамометаморфической зональности массива **[2].**

Геохимические исследования пород массива показали, что в них присутствует в широко варьирующихся количествах примесь Zr (8–163 г/т) и Hf (0.17–3.70 г/т). Выявленная положительная корреляция между содержаниями этих элементов позволила предположить, что в ультрамафитах массива могут присутствовать зерна циркона. Это предположение было подтверждено при минералогическом изучении коллективной пробы массой около 4 кг, которая включала несколько десятков штуфов почти несерпентинизированных гарцбургитов и дунитов, отобранных из коренных обнажений в различных частях массива. Из этой пробы было выделено 31 зерно циркона размером 100–150 мкм. Все эти зерна имели округленную форму и шероховатую поверхность, при этом в большинстве из них полностью отсутствовали катодолюминесцентное свечение и осцилляторная зональность, что, как предполагалось, было обусловлено субсолидусными процессами, которым подверглись зерна этих цирконов **[2]**.

Зерна циркона были продатированы U-Pb SIMS изотопным методом (SHRIMP II) в Центре изотопных исследований (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Результаты этих исследований показали, что цирконы из ультрамафитов Шаманского массива являются полихронными и что на основе рассчитанных значений параметров $^{207}Pb/^{206}Pb$ и $^{206}Pb/^{238}U$ они могут быть разделены на три возрастных кластера: а) «древний» – 3049–1189 млн лет, архей – ранний и средний протерозой (13 определений); б) «промежуточный» – 827–812 млн лет, поздний протерозой (3 определения); в) «молодой» – 638–502 млн лет, поздний протерозой (19 анализов) **[3]**. Позже в 14 зернах циркона из общей коллекции (рис. 1) в том же аналитическом Центре методом LA ICP-MS были получены значения их Lu-Hf параметров. Анализы были выполнены на мультиколлекторном масс-спектрометре Termo-Finnigan Neptun (лазер COMPex-102, 193 нм ArF) с системой абляции DUV-193 (исполнители И.Н. Капитонов и С.А. Сергеев).

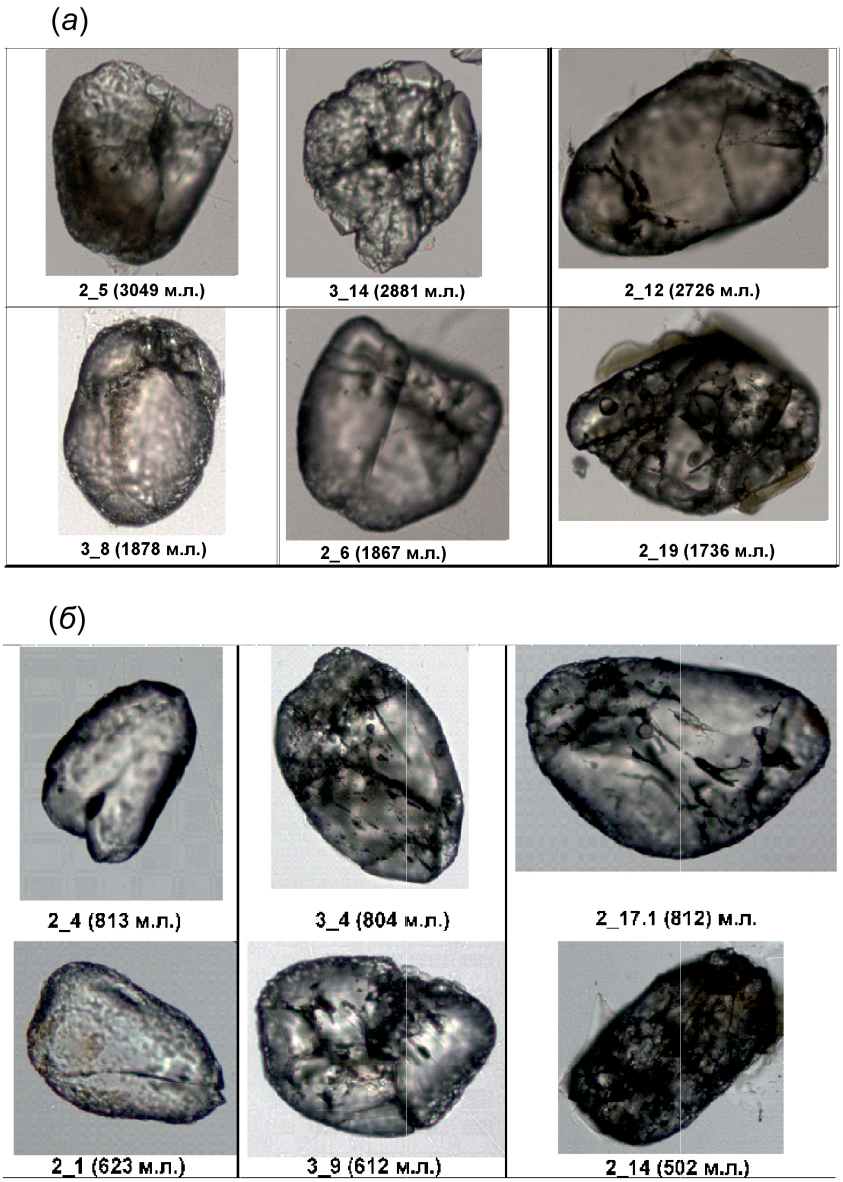


Рис. 1. Морфология резорбированных зерен циркона из гарцбургитов и дунитов Шаманского массива, в которых определены значения их Lu-Hf изотопного параметра: *а* – «древний» кластер; *б* – «промежуточныый» и «молодой» кластеры.

На основе результатов этих измерений было установлено, что на диаграмме в координатах «$^{176}Hf/^{177}Hf$ – возраст» группы фигуративных точек выделенных возрастных кластеров цирконов расположены вдоль общего отрицательно наклоненного тренда. Это позволило предположить, что проанализированные цирконы относятся к одной генетической совокупности и что наблюдаемые вариации значений параметра $^{176}Hf/^{177}Hf$ являются отражением эволюции изотопного состава минерала во времени.

Значение параметра $\varepsilon_{Hf}(T)$ для зерна циркона, имеющего наиболее древний возраст (3049 млн лет), находится почти на линии эволюции однородного хондритового резервуара (CHUR), в то время как точки большинства остальных зерен циркона в разной мере удалены как от этой линии, так и от линии эволюции деплетированной мантии (DM) (рис. 2). Предполагается, что изотопный возраст этого зерна циркона соответствует минимальному возрасту верхнемантийного протолита, из которого сформировались ультрамафиты Шаманского массива в качестве реститов.

Значения возраста из «промежуточного» и «молодого» кластеров цирконов из пород этого и подобного ему массивов, по-видимому, указывают на неравномерные субсолидусные изменения, «омоложение» их U-Pb изотопных систем в процессе их более поздней геологической

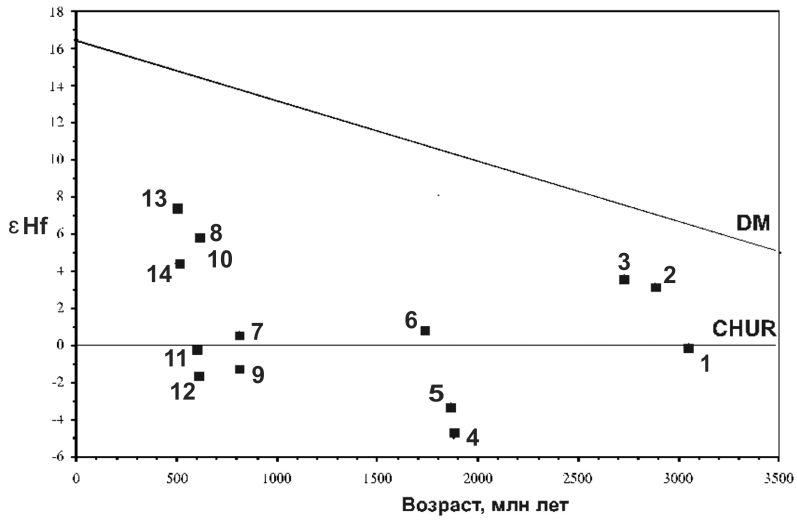


Рис. 2. Диаграмма в координатах «U-Pb изотопный возраст – ε_{Hf} (T)» для цирконов из гарцбургитов и дунитов Шаманского массива.

истории **[1, 4]**. Следует добавить, что обнаружение в реститогенных ультрамафитах из Шаманского массива цирконов, имеющих архей-протерозойский изотопный возраст, позволяет предположить, что источниками сноса детритовых цирконов с такими же древними возрастами, которые в последнее время обнаружены в палеопротерозойских метаморфических комплексах южного складчатого обрамления Сибирского кратона **[5, 6**], кроме прочих источников, могли быть и распространенные в этих районах массивы реститогенных ультрамафитов.

Таким образом, полученные данные о значениях изотопно-геохронологических параметров цирконов из ультрамафитов Шаманского массива указывают на их полихронность и на эволюцию параметров на протяжении геологической истории, а также в определенной мере подтверждают модель формирования этих пород в качестве верхнемантийных реститов.

[1] *Леснов Ф.П.* Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2015. 240 с.

[2] *Леснов Ф.П., Чернышов А.И., Пугачева Е.Е.* Геохимия редких, редкоземельных и платиновых элементов в породах Шаманского ультрамафитового массива (Восточное Забайкалье) // Литосфера. 2016. № 4. С. 30–53.

[3] *Леснов Ф.П.* U-Pb изотопное датирование цирконов из ультрамафитовых реститов Шаманского массива (Восточное Забайкалье) // Геосферные исследования. 2018. № 1. С. 6–16.

[4] *Леснов Ф.П., Капитонов И.Н., Сергеев С.А.* Изотопный состав гафния в цирконах из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива и условия его формирования (о. Сахалин) // Геосферные исследования. 2018. № 2. С. 31–51.

[5] *Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С.* Состав, U-Pb изотопный возраст (SHRIMP II) офиолитовой ассоциации Шаманской палеоспрединговой зоны и условия ее формирования (Северное Забайкалье) // ДАН. 2009. Т. 429. № 3. С. 359–364.

[6] *Туркина О.М., Бережная Н.Г., Сухоруков В.П.* Изотопный Lu-Hf состав детритового циркона из парагнейсов шарыжалгайского выступа: свидетельства роста коры в палеопротерозое // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 7. С. 1292–1306.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2019. Выпуск 17. С. 160–161

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУРАЛ-САРЬДАГ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

А.М. Мазукабзов[1, 3], А.М. Федоров[2, 3], А.И. Непомнящих[2, 3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, mazuk@crust.irk.ru
[2] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, sashaf@igc.irk.ru
[3] Иркутск, Иркутский научный центр СО РАН

Приведены новые данные, касающиеся структуры Бурал-Сарьдагского месторождения высококачественного кремнистого сырья. Детальное изучение чехла Гарганской глыбы на Ока-Урикском междуречье позволяет внести существенные коррективы в формирование структуры района Бурал-Сарьдагского месторождения суперкварцитов. Здесь установлен наиболее полный разрез иркутной свиты позднерифейского возраста. Базальная часть разреза сложена карбонатно-терригенными образованиями (доломиты, кварцевые песчаники, карбонатно-кремнистые породы). Средняя часть разреза представлена микрозернистыми кварцитами и завершается горизонтом черных мраморизованных известняков. Верха свиты сложены микрозернистыми кварцитами и карбонатно-кремнистыми образованиями. Залегания слоистости указывают на то, что разрез имеет моноклинальное погружение в северо-западном направлении. Этот разрез с позиции тектонофизики характеризуется признаками, указывающими на неоднородность геологической среды, что необходимо учитывать при анализе структурообразования.

Набор пород, участвующих в строении площади, показывает, что они относятся к образованиям с резкими физико-механическими свойствами. Кварциты соответствуют породам с высокой вязкостью, в то время как карбонатные – категории менее вязких. Данные по стратиграфическому разрезу иркутной свиты указывают на то, что в ее составе преобладают кварциты. Это естественно повлияло на процессы структурообразования, что хорошо наблюдается при рассмотрении складчатых дислокаций. В кварцитах часто отмечаются маломощные срывы по слоистости и редко встречаются мезомасштабные складки изгиба концентрического типа. В то же время для карбонатных пород, наоборот, характерно широкое развитие мезомасштабных складок изгиба и течения.

Результаты исследований показали, что слабая деформация пород иркутной свиты в целом обусловлена высокой вязкостью кварцитов, которые имеют значительную мощность и определяют каркас складчатой структуры района. Можно полагать, что деформация продольного изгиба в этой гетерогенной толще реализовалась за счет внутрислойных надвигов и срывов, возникавших, прежде всего, в некомпетентных породах. Поверхности срывов, благодаря хорошей выдержанности слоев, могут прослеживаться на значительные расстояния. Выделяются два срыва. Один связан с горизонтом глинисто-карбонатных пород, разделяющим мощные пачки кварцитов. Следующий срыв трассируется вблизи фундамента и имеет ступенчатый профиль. По структурному положению он может соответствовать базальному срыву. Формирование межслоевых срывов в вязкой системе является альтернативой складчатым деформациям и реализовалось в процессе быстрого нагружения слоистой толщи при наличии близко расположенного жесткого фундамента. Реологический контраст этих тектонических единиц позволяет чехлу деформироваться независимо от фундамента, а присутствие в разрезе податливых слоев приводит к тому, что деформация сосредоточивается именно в них. В связи с тем, что деформация проявлена только в осадочном чехле и не затронула фундамент, возникает вывод о приповерхностном уровне деформации, что хорошо коррелируется с моделью, которую часто называют тонкошкурой тектонической моделью (thin-skinned tectonic model).

Полученные данные указывают на то, что в пределах месторождения Бурал-Сарьдаг не могли возникнуть крупномасштабные складки сжатого типа, которые привлекались для объяснения генезиса суперкварцитов **[1]**.

Имеющиеся структурные данные (ориентировка палеонапряжения, осевых поверхностей складок и шарниров) позволяют полагать, что надвиги и складчатые структуры возникли в ре-

зультате горизонтального сжатия, направленного с северо-запада. Возможный источник напряжений был обусловлен коллизией Гарганского континентального блока с Дунгужурской островной дугой **[2]**.

Работа выполнена в рамках Интеграционной программы СО РАН «Фундаментальные исследования и прорывные технологии как основа опережающего развития Байкальского региона и его межрегиональных связей (2017–2020 гг.)».

[1] *Воробьев Е.И., Спиридонов А.М., Непомнящих А.И., Кузьмин М.И.* Сверхчистые кварциты Восточного Саяна (Республика Бурятия, Россия) // ДАН. 2003. Т. 390. № 2. С. 219–223.

[2] *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 162

СТРОЕНИЕ КОЛЛИЗИОННОГО ШВА СИСТЕМЫ СИБИРСКИЙ КРАТОН – ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН

А.М. Мазукабзов[1], В.С. Федоровский[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, mazuk@crust.irk.ru
[2] Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru

Первые сведения о коллизионном шве появились более четверти века назад и взгляды на его строение эволюционировали от простых моделей к более сложным. В данном сообщении предлагается модель, которая расширяет объем коллизионного шва. Эти представления базируются на анализе и синтезе данных, накопленных за годы структурно-геологических и петрологических исследований при составлении геологической карты Ольхонского геодинамического полигона.

Было обращено внимание на то, что в строении Чернорудской зоны выделяются образования, которые по составу и степени метаморфизма однотипны широко распространенным на остальной территории террейна. Это гранат-биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, слагающие довольно протяженные линзовидные пластины. По PT параметрам они соответствуют эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. В породах гранулитовой фации проявления этого метаморфизма фиксируются в шлифах. Внутренняя структура этих пластин характеризуется полифазными деформациями, структурные парагенезисы которых близки парагенезам, наблюдаемым в породах с гранулитовым метаморфизмом. Их контакты с породами гранулитовой фации тектонические и выражены маломощными зонами вязких разломов. По существу, Чернорудская зона представляет собой смешение тектонических пластин, сложенных разными структурно-вещественными комплексами, относящимися к гранулитовой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма. Процесс подобного смешения произошел во время проявления второго этапа метаморфизма, который широко появился за пределами Чернорудской зоны.

Полоса тектонически смешенных пород прослеживается от р. Тонта до мыса Хадарта, где структуры, образованные породами гранулитовой фации метаморфизма, отклоняются от генерального направления коллизионного шва. Они через серию мелких островов в проливе Малое Море трассируются на остров Ольхон в район мыса Хобой. Структуры коллизионного шва сохраняют свое северо-восточное простирание и образуют угол около 20° с продолжением полосы гранулитового метаморфизма. Не исключено, что угол разворота гранулитовой полосы был несколько увеличен в связи с формированием Байкальской рифтовой системы, и в частности при раскрытии Маломорского рифта. Наблюдаемые соотношения указывают на наложение процессов формирования коллизионного шва на структуру гранулитовой полосы, ранее аккретированной в состав Ольхонского террейна.

Таким образом, коллизионный шов системы кратон – террейн включает три зоны: а) северо-западную (бластомилониты по породам кратона), б) центральную (смесь тектонических пластин различных террейнов, в) юго-восточную (бластомилониты, отделяющие зону Чернорудот остальных структур региона).

Основным механизмом формирования коллизионного шва является режим сдвигового течения, который реализовался в условиях анизотропного поля напряжений. Судя по ориентировке разнообразных структурных элементов (шарниров и осевых поверхностей складок, минеральной линейности, C/S структур), наблюдаемых в разных типах тектонитов, заключительный этап развития коллизионного шва осуществлялся в режиме левосторонних взбросо-сдвиговых смещений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 17-05-00231).

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 163–165

ПЕРЕХОДНЫЙ ИНТЕРВАЛ ЭДИАКАРИЯ И КЕМБРИЯ ИРКУТСКОГО ПРИСАЯНЬЯ: ТИХОЕ ЭХО КЕМБРИЙСКОГО ВЗРЫВА

В.В. Марусин[1, 2], А.А. Колесникова[3], Б.Б. Кочнев[1, 2], Н.Б. Кузнецов[3], Б.Г. Покровский[3], Т.В. Романюк[4], С.В. Рудько[3], А.В. Шацилло[4]

[1] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, marusinvv@ipgg.sbras.ru
[3] Москва, Геологический институт РАН, kolata.ginras@gmail.com
[4] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru

Начало кембрийского периода связано с беспрецедентным по своему масштабу обогащением ископаемой летописи остатками большинства существующих ныне типов морских организмов **[5, 6]**. Однако, несмотря на имеющиеся в распоряжении исследователей биостратиграфические (мелкие скелетные остатки и ископаемые следы жизнедеятельности) и хемостратиграфические (вариации изотопного состава углерода) инструменты **[11]**, их фациальная зависимость часто делает установление этого, казалось бы, наиболее очевидного стратиграфического рубежа весьма затруднительным **[1, 4]**.

Переходные отложения эдиакария и кембрия в пределах Иркутского Присаянья (юго-западная окраина Сибирской платформы) представлены мотской серией преимущественно терригенного состава, которая имеет трехчленное строение, отражающее трансгрессивный этап развития палеобассейна. Она характеризуется постепенной сменой грубообломочных, преимущественно красноцветных, отложений континентального генезиса (хужирская свита) сначала на красноцветные же косослоистые разнозернистые песчаники аллювиального и прибрежно-морского генезиса (шаманская свита), а в верхней части – на мелководно-морские серые доломиты и доломитовые мергели (иркутская свита) **[2, 3]**. Возраст мотской серии является дискуссионным и определяется лишь на основании региональной корреляции с усть-тагульской свитой Бирюсинского Присаянья и островной свитой Енисейского кряжа и находкой в верхах шаманской свиты ихнофоссилий, интерпретированных как *Treptichnus pedum* – индекс-таксон основания кембрия Международной стратиграфической шкалы **[2]**.

В результате изучения верхов шаманской и низов иркутской свиты в разрезе утеса Шаман по р. Иркут нами получены первые данные о вариациях изотопного состава углерода в карбонатной части разреза. С учетом геохимических критериев сохранности изотопных систем (значения $\delta^{13}C_{carb}$, $\delta^{18}O$ и их ковариации) **[7]** для доломитов нижней части иркутской свиты (нижние 35 м) характерны в основном слабоположительные значения $\delta^{13}C_{carb}$ (0.5…3.1 ‰, VPDB), без каких-либо значимых экскурсов. Комплекс мелких скелетных остатков, впервые установленных нами в мотской серии, весьма беден: лишь в 30 м от основания свиты встречаются единичные мелкие морфологически-простые трубчатые остатки *Cambrotubulus* плохой сохранности.

В низах иркутской свиты нашим коллективом обнаружены многочисленные ископаемые следы жизнедеятельности, приуроченные к доломитистым песчаникам и песчанистым доломитам. Они представлены преимущественно субгоризонтальными норами *Palaeophycus* и *Treptichnus* (в том числе *T. pedum)*, следами *Monomorphichnus*, а также редкими вертикальными норами *Skolithos*. Изучение макроскопических текстурных особенностей нижней части иркутской свиты показало, что перечисленные горизонтальные и редкие вертикальные норы практически не нарушают первичную слоистость. Биотурбацией (перемешивание осадка роющими организмами) затронуты лишь отдельные маломощные (первые сантиметры) интервалы слоев. Как упоминалось выше, ранее в верхней части шаманской свиты (~100 м ниже кровли) на подошвах слоев красноцветных алевролитов были обнаружены линейно вытянутые серии изолированных сегментов, идентифицированные как следы *Treptichnus pedum* **[2]**. Однако сохранность форм из шаманской свиты, приведенных на изображениях в этой работе, не позволяет с достаточной уверенностью говорить о их принадлежности к ископаемым следам жизнедеятельности. Такие

текстуры могут образовываться, например, в результате скалывания алевролитов вокруг раннедиагенетических конкреций или представлять собой трещины синерезиса **[12]**. Если эти текстуры все же являются ихнофоссилиями, они лишь с большой условностью могут быть отнесены к группе трептихнид, однако морфология и сохранность не позволяют отнести их к ихновиду *Treptichnus pedum*, а следовательно, и говорить о принадлежности к кембрию вмещающих их верхов шаманской свиты.

Несмотря на формальное присутствие в изученном интервале мотской серии всех критериев, использующихся для определения положения основания кембрия, на данном этапе изучения эта граница может быть установлена весьма условно. Так, остатки *Cambrotubulus*, наиболее широко распространенные в фортунском ярусе кембрия, впервые появляются в терминальном эдиакарии **[10]** и потому не позволяют уточнить возраст вмещающих отложений. Изотопно-геохимическая летопись изученного к настоящему моменту интервала также не говорит о возрасте вмещающих отложений. Подобные слабоположительные значения $\delta^{13}C$ характерны как для верхнеэдиакарских отложений – т.н. «положительное эдиакарское изотопное плато»/EPIP **[13]**, предваряющее располагающийся в непосредственной близости от подошвы фортуния отрицательный экскурс BACE (Basal Cambrian Carbon isotope Excursion), – так и для нижнефортунских **[8]**. Таким образом, пока главным свидетельством кембрийского возраста иркутской свиты является комплекс ихнофоссилий. Состав комплекса ископаемых следов жизнедеятельности: доминирование горизонтальных, сравнительно простых нор и слабая степень биотурбированности отложений характерны для фортунского этапа развития шельфовых эндобентосных сообществ **[9]**. Однако комплекс полученных данных не исключает более низкое положение нижней границы кембрия в мотской серии.

Настоящее сообщение представляет собой лишь первые результаты изучения нашим коллективом пограничного интервала эдиакария и кембрия Иркутского Присаянья и, безусловно, требует дальнейшего расширения комплексных литологических, палеонтологических и изотопно-геохимических исследований шаманской и иркутской свит мотской серии. Однако даже имеющиеся данные весьма показательно иллюстрируют сложность сопоставления био- и хемостратиграфических критериев определения положения основания кембрийской системы в разрезах, сформировавшихся в переходных от континентальных к мелководно-морским обстановках.

Исследования проведены при поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 17-05-00852, 17-05-00021, 19-05-00427 и 19-05-00794.

[1] *Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Соколов Б.С., Федонкин М.А., Хоментовский В.В.* Решение о выборе стратотипа границы докембрия и кембрия: прорыв в проблеме или ошибка? // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 21–31.

[2] *Советов Ю.К.* Седиментология и стратиграфическая корреляция вендских отложений на юго-западе Сибирской платформы: выдающийся вклад внешнего источника кластического материала в образование осадочных систем // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 20–45.

[3] *Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков, Е.П.* Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы // Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 141. М.: Наука, 1972. 356 с.

[4] *Brasier M., Cowie J., Taylor M.* Decision on the Precambrian – Cambrian boundary stratotype // Episodes. 1994. V. 17. P. 3–9.

[5] *Conway M.S.* The Cambrian “explosion”: Slow-fuse or megatonnage? // Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America. 2000. V. 97. P. 4426–4429.

[6] *Erwin D.H., Laflamme M., Tweedt S.M., Sperling E.A., Pisani D., Peterson K.J.* The Cambrian conundrum: Early divergence and later ecological success in the early history of animals // Science. 2011. V. 334. P. 1091–1097.

[7] *Kaufman A.J., Knoll A.H.* Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications // Precambrian Research. 1995. V. 72. P. 27–49.

[8] *Maloof A.C., Porter S.M., Moore J.L., Dudás F.Ö., Bowring S.A., Higgins J.A., Fike D.A., Eddy M.P.* The earliest Cambrian record of animals and ocean geochemical change // Geological Society of America Bulletin. 2010. V. 122. P. 1731–1774.

[9] *Mángano M.G., Buatois L.A.* Decoupling of body-plan diversification and ecological structuring during the Ediacaran – Cambrian transition: evolutionary and geobiological feedbacks // Proceedings of the Royal Society B. 2014. V. 281. 20140038.

[10] *Nagovitsin K.E., Rogov V.I., Marusin V.V., Karlova G.A., Kolesnikov A.V., Bykova N.V., Grazhdankin D.V.* Revised Neoproterozoic and Terreneuvian stratigraphy of the Lena-Anabar Basin and north-western slope of the Olenek Uplift, Siberian platform // Precambrian Research. 2015. V. 270. P. 226–245.

[11] *Peng S., Babcock L.E., Cooper R.A.* The Cambrian period // The geologic time scale / Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 437–488.
[12] *Seilacher A.* Trace fossil analysis. Berlin: Springer-Verlag, 2007. 226 p.
[13] *Zhu M., Zhuravlev A.Yu., Wood R.A., Zhao F., Sukhov S.S.* A deep root of the Cambrian explosion: Implications of new bio- and chemostratigraphy from the Siberian platform // Geology. 2017. V. 45. P.459–462.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 166–167

СУЛЬФИДНЫЕ ОБОСОБЛЕНИЯ В БАЗАЛЬТАХ ИВАКИНСКОЙ СВИТЫ (НОРИЛЬСК-1): ЛИКВАЦИЯ ИЛИ ВТОРИЧНОЕ ЗАМЕЩЕНИЕ ПУСТОТ?

А.Е. Марфин[1], Т.Ю. Якич[2], Е.И. Демонтерова[1], А.В. Иванов[1], В.С. Каменецкий[3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, marfin1309@gmail.com, dem@crust.irk.ru, aivanov@crust.irk.ru
[2] Томск, Томский политехнический университет, cherkasovatu@tpu.ru
[3] Черноголовка, Институт экспериментальной минералогии, dima.kamenetsky@utas.edu.au

Считается, что Cu-Ni-Pt-Pd рудообразование в трапповых интрузиях норильского типа связано с процессами ликвации в результате сульфидно-силикатной несмесимости. В настоящей работе изучены обособления сульфидов из базальтов ивакинской свиты в пределах месторождения Норильск-1. Ивакинская свита (P_3iv) в основании вулканогенной толщи Норильско-Хараелахского прогиба залегает со стратиграфическим несогласием на пермских угленосных образованиях, а в западной части Вологочанской мульды с угловым несогласием на девонских отложениях. Рудоносная интрузия Норильск-1 частично расположена в ивакинской свите.

Участки с сульфидной минерализацией в базальтах ивакинской свиты обнаружены в нижней части разреза под интрузией Норильск-1, имеют небольшую мощность (0.5–1.0 м) и протяженность первые метры. По этой причине данная минерализация воспринималась как вторичная, связанная с перераспределением сульфидного компонента из вышележащей интрузии **[1]**.

Породы ивакинской свиты отличаются по составу от пород интрузии Норильск-1 высокой титанистостью, более обогащенным спектром микроэлементов и более низкими значениями εNd_t и $^{87}Sr/^{86}Sr_t$ (рис. 1, *a*), что позволяет надежно отличать их друг от друга по геохимическим критериям, когда геологические взаимоотношения не очевидны. Диапазоны изотопных составов серы в сульфидах ивакинской свиты и интрузии Норильск-1 перекрываются между собой (рис. 1, *b*).

Минералогические исследования проведены по образцу измененного титан-авгитового базальта. Порода сложена плагиоклазом (35 %), биотит-хлоритовым агрегатом (50 %) и рудными минералами (15 %). В редких случаях наблюдаются реликты пироксена в основной массе. Сульфидная часть образца сложена халькопиритом и пластинчатым пентландитом, в меньшей степени пирротином, пламевидным пентландитом и пиритом. Форма сульфидных выделений обычно округлая, от 1–2 мм до 15–20 мм (рис. 2, *a*, *b*). Встречаются образцы с овальными

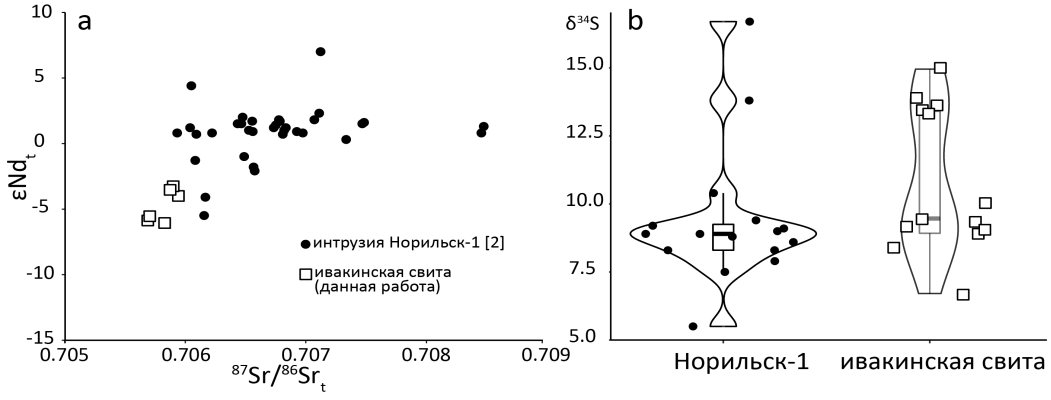


Рис. 1. График εNd_t – $^{87}Sr/^{86}Sr_t$ (2a) и скрипичный график, совмещенный с графиком box plot $\delta^{34}S$ (2b) в сульфидах интрузии Норильск-1 и ивакинской свиты. Изотопные данные Sr-Nd и $\delta^{34}S$ получены авторами в ИЗК СО РАН и Университете Тасмании, соответственно. Для определения изотопных отношений Sr-Nd породы предварительно протравливались 2.2н HCl. Возраст пород принимается равным 252 млн лет.

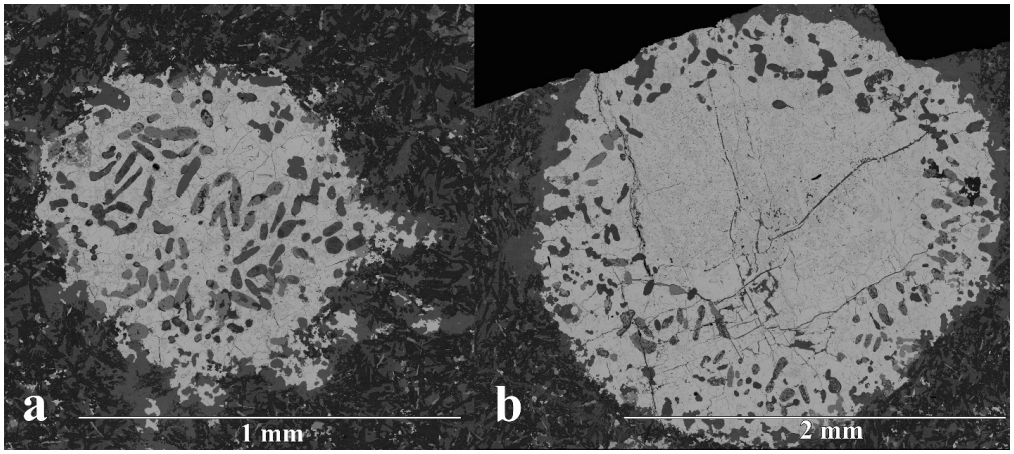


Рис. 2. Сульфидные обособления в базальтах ивакинской свиты (P_3iv) и фазы PGE в силикатной части: *a*, *b* – внешний вид сульфидных обособлений. Исследования проведены в университете Тасмании.

обособлениями сульфидов. В качестве диагностированных включений в сульфидных минералах присутствуют пироксен, ильменит, магнетит, псевдобрукит, минералы группы хлорита, Fe-слюда, апатит, кальцит, ангидрит, аморфный кремнезем. В силикатной матрице, в непосредственной близости от сульфидов, распространены Pt-Pd фазы (соболевскит, меньшиковит, сперрилит, изоферроплатина, палладоарсенид, арсенопалладинит) и Au-Ag-фазы.

Генезису подобных сульфидных образований посвящены единичные публикации (например **[1]**). Предлагаемые в них модели связывают образование сульфидных обособлений в породах ивакинской свиты с миграцией сульфидного расплава под интрузив по сети трещин и заполнением сульфидами газовых пустот. Утверждается, что имеется наличие системы трещин, заполненных сульфидами. Однако системы подводящих трещин к сульфидным обособлениям документально не зафиксированы ни в литературе, ни нашими исследованиями. Напротив, сульфидные выделения обособлены и изометричны по форме. Внутри капель присутствуют редкие включения пироксена, аналогичные по составу пироксену основной массы базальта.

Аргументом в пользу вторичного образования сульфидов считается их кристаллизация из ISS фазы (intermediate solid solution), а не из высокотемпературной MSS фазы (monosulfide solid solution), на что указывает значительное количество пластинчатого пентландита и наличие низкотемпературных фаз Te-Bi-Au-Pd. В то же время трудно представить, что форма сульфидных обособлений и их силикатные включения формировались путем заполнения газовых пустот в базальте. Кроме того, в небольшом количестве присутствует пламевидный пентландит, что указывает на его кристаллизацию из более высокотемпературного MSS. Таким образом, вопрос ликвационной гипотезы образования сульфидных обособлений в базальтах ивакинской свиты требует такого же пристального внимания, как и другие ранее рассматривавшиеся модели их вторичного происхождения.

Работы по определению Sr-Nd-S изотопного составов пород выполнены в рамках проектов № 16-17-10068 и № 16-17-10145, соответственно.

[1] *Спиридонов Э.* О взаимодействии Ni-Cu-Fe сульфидного расплава (с Pd, Pt, Ag, Au) с титанавгитовыми базальтами (месторождение Медвежий Ручей, Норильск) // Ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. М.: Изд-во РАН, 2004. С. 65–66.

[2] Isotope Geology of the Norilsk Deposits / Ed. O. Petrov. Cham: Springer, 2019. 306 p.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 168–170

ПРИРОДА И ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИЙ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АНГАРСКОГО И ВОСТОЧНО-АНГАРСКОГО ТЕРРЕЙНОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Н.Ю. Матушкин, П.И. Кадильников, Е.А. Богданов, В.А. Верниковский, А.Е. Верниковская, Ю.К. Советов

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, MatushkinNY@ipgg.sbras.ru, KadilnikovPI@ipgg.sbras.ru
Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Для Центрально-Ангарского террейна в заангарской части Енисейского кряжа комплексом исследований продемонстрирована его независимая тектоническая история до его столкновения с Сибирским кратоном в тонии **[1, 2]**. При этом ключевым участком для продолжения исследований является его восточная часть – в зоне сочленения с Восточно-Ангарским террейном пассивной континентальной окраины вдоль Ишимбинского шва. Здесь Центрально-Ангарский террейн представлен метаосадочными породами тейской, сухопитской и тунгусикской серий. Породы тейской серии прорваны массивами коллизионных гранитоидов тейского (890–864 млн лет) **[2–4]** и аяхтинского комплексов (760–750 млн лет) **[1, 5]**; толщи сухопитской серии перекрывают тейский комплекс, но прорываются интрузиями аяхтинского комплекса. Палеомагнитные исследования по гранитам тейского комплекса (Ерудинский массив) показывают, что во время этого древнего коллизионного события Центрально-Ангарский террейн находился на значительном удалении от окраины Сибири **[2]**. Аяхтинский гранитоидный комплекс, в свою очередь, маркирует коллизию террейна с Сибирью **[1, 5]**. Новые исследования показывают полное структурное несогласие между метаосадочными породами тейской и сухопитской серий (см. доклад Ю.К. Советова и др. в этом сборнике). Анализ деформаций метаосадочных пород и их взаимоотношений с интрузивными комплексами позволяет связать их с определенными этапами формирования коллизионно-аккреционной структуры Заангарья.

В настоящей работе мы предлагаем объяснение природы деформаций метаморфических пород тейской серии в пределах северо-восточной части Центрально-Ангарского террейна в районе Ишимбинского шва. Детальное изучение деформаций проведено в результате структурного анализа (>100 замеров ориентированных элементов) в придорожных искусственных обнажениях и карьерах дороги «Северо-Енисейский – р. Нойба» и в береговых обнажениях р. Тея. Изученные деформированные породы, согласно легендам геологических карт **[6]**, соответствуют верхней части тейской серии: пенченгинской (рязановской) свите. В разрезе преобладают метаосадочные породы: кристаллические сланцы (Ms-Bt-Gr, Pl-Kfs-Gr, Pl-Sill-And-Gr), мраморы. Породы изменены в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма **[7]**.

Наиболее ранний этап деформаций в изученных искусственных разрезах выражен в интенсивных изоклинальных, шевронных складках по метаморфической полосчатости, амплитудой до 30 м (F_1) с падением осевых поверхностей – аз. 15–48°, ∠75–87°, крыльев – аз. 12–39°, ∠68–88°. Породы разбиты неширокими (до 2 м) участками милонитов (f_1) по слюдистым сланцам (залегание сланцеватости: аз. пад. 15–32°, ∠83–74°, реликтовая линейность – аз. пад. 290–340°, ∠49–74°). Изоклинальные складки осложнены мелкими (амплитуда от 5 мм в милонитах до 6 м сланцах) складками (F_2) с субвертикальными шарнирами (аз. пад. 107–126°, ∠59–86°), а также складками (F_3) с субгоризонтальными шарнирами (аз. пад. 65–82°, ∠12–14°), проявленными в виде линейности пересечения (L_3) (аз. пад. 62–78°; ∠75–78°) на плоскостях более ранней сланцеватости милонитов f_1. За счет этих же деформаций изоклинальные складки F_1 (в их апикальной части) приобретают опрокинутое залегание с падением осевых поверхностей – ∠42–46° в северо-восточном направлении (аз. пад. 37–62°). Деформационную картину довершает пологая (аз. пад. 29–65°, ∠25–38°) сланцеватость (f_4), маркирующая зону единичного разрывного нарушения, шириной около 0.35–0.50 м (простирание 348–029°). На ее поверхностях

проявлены борозды скольжения и минеральная линейность за счет мелкозернистой слюды и хлорита (l_4).

В исследуемом районе находятся также массивы гранитоидов: Каламинский (~874 млн лет), отнесенный к тейскому комплексу **[4]** и Топтыгайский. Согласно геологическим картам, эти массивы прорывают метаосадочные породы тейской серии и перекрываются отложениями сухопитской серии (см. доклад Ю.К. Советова и др. в этом сборнике). В русле р. Тея нами установлено, что средне- и мелкозернистые слаборазгнейсованные биотитовые граниты Топтыгайского массива отделены от вмещающих пород разрывными нарушениями, маркированными зонами сланцеватости (ширина 10–15 м, аз. пад. 69–63°, ∠80–82°), по плоскостям которых развиваются вторичные мусковитизация и ожелезнение.

Полевые наблюдения указывают на то, что изученные метаосадочные породы тейской серии за счет интенсивных деформаций, нарушающих первичные стратиграфические соотношения, потеряли большую часть исходной слоистости, поэтому выделенные в серии отдельные подразделения (свиты, подсвиты, пачки) вряд ли реальные стратиграфические тела. Тем не менее мы не исключаем, что метаморфические породы тейской серии могли быть окраиной Центрально-Ангарского террейна. Это подтверждается их структурной позицией вдоль Ишимбинского шва к западу от него, палеомагнитными данными по прорывающим их гранитам тейского комплекса **[2]**.

Деформации первого этапа в изученных метаморфических породах (D_1) могли быть связаны с «тейской» коллизией (890–864 млн лет) за пределами Сибири, так как их ориентировка не позволяет связывать их с коллизией Центрально-Ангарского террейна и Сибири («аяхтинской»). Субвертикальные шарниры мелких складок этапа D_2 могут соответствовать сдвиговому (левостороннему) дрейфу террейна вдоль древней окраины Сибири **[2]**. Этап D_3 («аяхтинская» коллизия, 760–750 млн лет) связан с запрокидыванием ранее образованных складок (F_1) в сторону, противоположную Сибири, и резким изгибом их осевых поверхностей в обстановке продольного сжатия в субширотном (в современных координатах) направлении; разворотом вертикально погружавшихся шарниров складок F_3 до субгоризонтальных положений; образованием структурного парагенеза надвигов и сдвигов с СЗ и ССЗ простиранием, косо наложенного на ранние деформации D_1. Разломами такого типа разбита большая часть Восточно-Ангарского террейна, вся восточная часть Центрально-Ангарского террейна, включая породы сухопитской серии и массивы тейского комплекса (включая Топтыгайский) **[8]**. Более того, детальное изучение разреза перекрывающих пород сухопитской серии показало, что в этих породах проявлены только деформации этапа D_3. Пологая сланцеватость и сопровождающие ее линейности (D_4) обусловлены, вероятно, пологим срывом, возникшим в обстановке растяжения. Последняя могла либо стать следствием термального разрушения коллизионного орогена (750–720 млн лет) **[9]**, либо возникнуть в тылу действовавшей в течение большей части неопротерозоя зоны субдукции, заложившейся на западной окраине Сибири **[1]**.

Таким образом, в структуре восточной окраины Центрально-Ангарского террейна можно констатировать наличие деформаций нескольких тектонических этапов, распространенных в двух структурных этажах. Породы тейской серии были деформированы до коллизии с Сибирским кратоном (D_1), возможно, в результате почти субмеридионального (в современных координатах) сжатия, а затем прорваны гранитами тейского комплекса. Этапы D_1 и D_2 могут отвечать дрейфу с вращением Центрально-Ангарского террейна и его косой коллизии с Сибирью с причленением к его окраине офиолитов Рыбнинского комплекса **[2]**. Деформации, возникавшие в зоне сочленения Центрально-Ангарского и Восточно-Ангарского террейнов в результате этапа D_3, подчеркивают описываемую ранее в этом районе структуру типа «пальмового дерева» **[8]**, возникающую в транспрессионных конвергентных обстановках.

Исследование проведено при поддержке РФФИ (проекты № 18-35-00556 и 18-05-00854) и Минобрнауки РФ (проект №5.2324.2017/4.6).

[1] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P.* Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 147–168.

[2] *Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В.* Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 63–90.

[3] *Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Вингейт М.Т.Д., Попов Н.В., Ясенев А.М.* Древнейшие гранитоиды Заангарья Енисейского кряжа: U-Th-Pb данные по цирконам // ДАН. 2004. Т. 397. № 2. С. 225–230.

[4] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P.* The 880–864 Ma granites of the Yenisey Ridge, western Siberian margin: geochemistry, SHRIMP geochronology, and tectonic implications // Precambrian Research. 2007. V. 154. P. 175–191.

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

[6] *Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М.* Геологическая карта Енисейского кряжа м-ба 1:500000 / Ред. А.К. Мкртычьян, М.Л. Шерман. Красноярск: Красноярскгеологосъемка, 1998. 6 л.

[7] *Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е.* Тейский полиметаморфический комплекс Заангарья Енисейского кряжа как пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // ДАН. 2011. Т. 436. № 4. С. 509–514.

[8] *Матушкин Н.Ю.* Геология и кинематика Ишимбинской и Приенисейской зон разломов Енисейского кряжа: Дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, ИНГГ СО РАН, 2010. 207 с.

[9] *Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Полянский О.П., Травин А.В.* Термохронологические модели эволюции лейкогранитов А-типа неопротерозойского коллизионного орогена Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 5. С. 576–594.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 171–172

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ПЛАТИНОИДАХ В БАЗАНИТАХ ЮЖНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.Я. Медведев, А.А. Каримов, В.А. Беляев, В.В. Шаралдаева

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

В позднем кайнозое на южном обрамлении Сибирского кратона широко проявился вулканизм, продукты которого образовали ряд различных по размеру и продолжительности формирования полей **[1].** Практически во всех районах распространения вулканитов отмечается несколько этапов магматической деятельности, в общей сложности от 34 млн лет до исторического возраста **[2 и др.].** Общим для всех регионов является преобладание лав основного состава, бóльшая часть которых относится к щелочному и субщелочному ряду. Почти все проявления кайнозойского вулканизма связаны с рифтогенными структурами. Одним из районов распространения кайнозойских вулканитов, не связанных с рифтогенезом, является Южное Забайкалье. Щелочные базальтоиды кайнозойского возраста, содержащие большое количество ксенолитов, достаточно давно известны в Южном Забайкалье на Дауро-Хэнтейском хребте. Нами исследованы вулканиты трех участков. Первый участок – Бороздинский голец, вершина которого слагается плотными породами серого и черного цвета. Второй и третий – это небольшие покровы, расположенные в устьях рек Харчевка и Жарничиха, являющихся притоками р. Буркал. На этих участках залегают массивные плотные породы серого и черного цвета. Вулканиты представлены как порфировыми, так и мелкозернистыми афировыми разностями. Порфировость вызвана включениями, в большей степени, зернами оливина, реже клинопироксена. Афировые вулканиты сложены мелкими зернами оливина, табличками пироксена, табличками и тонкими лейстами плагиоклаза и мелкими зернами окиснорудных минералов. В интерстициях отмечен калиевый полевой шпат, редко нефелин и отдельные зерна апатита. Во многих образцах присутствует остаточное стекло. Основная масса порфировых образцов такая же, как и в афировых разностях. Все изученные вулканиты относятся к базанитам. Все породы низкокремнистые (42–45 мас. % SiO_2), высокомагниевые (11–16 мас. % MgO). Базаниты высокощелочные, сумма щелочей составляет от 4.50 до 6.25 мас. %. Везде наблюдается превышение натрия над калием, что, вероятнее всего, обусловлено наличием нефелина. Изученные базальтоиды имеют повышенные концентрации HFSE (Nb, Ta), РЗЭ. Значения индикаторных редкоэлементных отношений составляют (Ba/Nb – 5.71–7.30; Nb/Zr – 0.29–0.33), что хорошо соответствует таковым в базальтах океанических островов. В образцах не обнаружены сульфидные минералы, только единичные зерна ксеногенных хромшпинелидов.

До настоящего времени данных о поведении и концентрации платиноидов в базальтоидах Южного Забайкалья не было. В данной работе приводятся результаты определения содержания элементов платиновой группы (ЭПГ) в изученных вулканитах.

Содержание ЭПГ приведены в таблице. Суммы ЭПГ в изученных породах достаточно различаются – от 12 до 40 ppb. Наблюдается высокая степень фракционирования (Pd/Ir=0.21–4.14, Pt/Pd=11.84–316). Все полученные данные отражают обогащение Pt и Pd относительно Os, Ir, Rh и Ru. Такой характер распределения типичен для пород магматического генезиса. Почти для всех ЭПГ не отмечено каких-либо зависимостей от содержания как петрогенных, так и редких элементов. Исключение составляет только палладий. Для него наблюдается слабая положительная корреляция с медью.

Выше было показано, что в исследованных базанитах не отмечено ни сульфидов, ни хромшпинелей. Можно заключить, что ЭПГ в породах находятся в рассеянном виде. Полученные нами данные показывают, что концентрации платиноидов несколько выше, чем кларк для основных пород.

Спектр распределения элементов платиновой группы изученных базанитов сопоставим с породами OIB и с породами крупных изверженных провинций: толеитовыми базальтами Сибирской платформы и базальтоидами Западно-Сибирской плиты **[3, 4]**. Особенно близко

Содержание элементов группы платины в базанитах Южного Забайкалья (ppb)

№ обр	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	∑ЭПГ
101	0.66	0.19	0.27	2.03	0.54	16.61	21.13
106-2	0.58	0.19	0.63	1.14	0.58	36.68	40.71
106-3	0.68	0.16	0.71	0.87	0.48	34.12	37.45
106-9	0.32	0.19	0.87	0.46	0.21	10.30	12.54
106-11	0.48	0.11	0.40	0.78	0.37	34.47	36.59
110	0.69	0.19	0.30	0.56	0.32	21.02	23.46
111	0.69	0.15	0.26	0.49	0.44	34.46	36.92
114	0.67	0.27	0.19	0.39	0.29	33.06	36.23
118	0.88	0.16	0.15	0.33	0.25	37.41	39.50
119	0.86	0.12	0.10	0.35	0.22	30.38	32.36
14-12	0.70	0.28	0.10	0.24	0.47	31.66	33.94
14-06	0.69	0.09	<0.1	0.55	0.34	21.27	23.44
14-11-2	0.57	0.10	<0.1	0.23	0.17	18.05	19.46
14-24	0.24	0.14	<0.1	0.43	0.36	14.55	16.09
14-B	0.53	0.24	<0.1	0.57	0.18	21.27	23.27

содержание ЭПГ к таковым в щелочных базальтах Гавайских островов **[5].** Для всех приведенных примеров отмечена связь с влиянием вещества плюма на содержание платиноидов. Полученные нами данные по поведению и распределению ЭПГ позволяют утверждать, что формирование базанитовых расплавов Южного Забайкалья происходило при воздействии плюмового вещества.

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту IX.129.1.5 № 0350-2016-0030 АААА-А17-117041910032-1 и при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00928).

[1] *Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата.* Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. В 8 томах / Ред. Н.П. Лаверов. М.: ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, 2008. Т. 2. 280 с.

[2] *Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М.* Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 341–362.

[3] *Изох А.Э., Медведев А.Я., Федосеев Г.С., Поляков Г.В., Николаева И.В., Палесский С.В.* Распределение элементов платиновой группы в пермотриасовых базальтах Сибирской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1028–1042.

[4] *Медведев А.Я.* Элементы платиновой группы в пермотриасовых вулканитах Западной Сибири (первые данные) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 7. С. 867–875.

[5] *Day J.M.D., Pearson D.C., Macpherson C.G., Lowry D., Carracedo Y.-C.* Evidence for distinct proportion of subducted oceanic crast and lithosphere in HIMU-type mantle deneath El Hierro and La Palma, Canar Island // Geochimica et Cosmochivica Acta. 2010. V. 74. P. 6565–6589.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 173–175

СБРОШЕННЫЕ И КАЖУЩИЕСЯ НАПРЯЖЕНИЯ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ СИЛЬНЫХ МУЯКАНСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (M_W=4.5–5.5) В 2014–2015 ГОДАХ (БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА)

В.И. Мельникова[1, 2], Н.А. Гилёва[2], А.И. Середкина[1, 3], А.А. Папкова[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, vimel@crust.irk.ru
[2] Иркутск, Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, nagileva@crust.irk.ru
[3] Москва, Троицк, Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, ale@crust.irk.ru

В 2014 г. в Муяканском хребте Северо-Муйского района Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) зарегистрировано начало самой мощной за период инструментальных наблюдений (с 1960 г.) последовательности сейсмических толчков с максимальным по силе землетрясением (Mw=5.5), произошедшим 23 мая 2014 г. (рисунок). Пик Муяканской серии сейсмических событий, продолжающейся и в настоящее время, пришелся на 2014–2015 гг. (около 30 тыс. толчков с K_p≥4.0) **[1]**. Появление данной активизации подтвердило статус Северо-Муйского района как одного из наиболее сейсмически опасных участков трассы Байкало-Амурской магистрали (БАМ), где ситуация осложняется наличием протяженного 15-километрового тоннеля.

К настоящему времени накоплен большой объем геолого-геофизической информации о развитии Муяканской серии землетрясений. Установлены особенности ее сейсмического режима, распределения в пространстве гипоцентров землетрясений. По знакам вступлений P-волн на региональных станциях определены механизмы очагов более 100 событий, при этом для землетрясений с K_p≥12 (Mw≥4.2) на основе современных методов обработки и инверсии сейсмологических данных по аналогии с **[3]** получены надежные определения тензора сейсмического момента (ТСМ), позволяющие оценивать не только фокальный механизм землетрясения, но и его сейсмический момент, моментную магнитуду и глубину очага.

Используя материалы наблюдений и результаты их анализа, можно получить дополнительную информацию о физических процессах, происходящих в очагах землетрясений в виде таких важных параметров, как величины сброшенных ($\Delta\sigma$ – stress drop) и кажущихся (τ_{app} – apparent stress) напряжений. Значение $\Delta\sigma$ отражает среднее сдвиговое напряжение, снимающееся при разрыве в очаге, и зависит от геометрии его поверхности. При круговом разрыве радиуса R и сейсмическом моменте M_0 падение напряжений определяется из простого соотношения **[4]**:

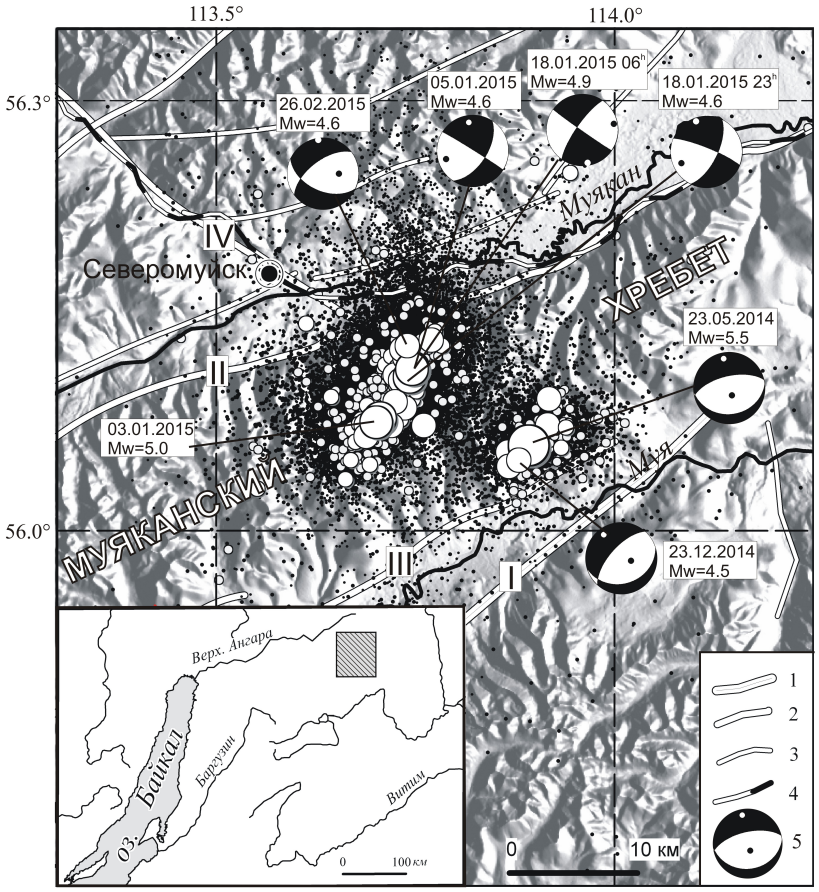
$$\Delta\sigma=7/16(M_0/R^3). \quad (1)$$

Кажущееся напряжение τ_{app} является индикатором уровня напряжений в очаговой зоне и приблизительно оценивает связь между сейсмической энергией (E_s) и сейсмическим моментом **[4]**:

$$\tau_{app}= \eta\sigma_{cp} =\mu E_s/M_0, \quad (2)$$

где $\eta=E_s/E_f$ – сейсмическая эффективность, отражающая отношение сейсмической и полной энергии (E_f), рассматриваемой как работа, произведенная «средним» напряжением σ_{cp}= =1/2($\sigma_1+\sigma_2$) по перемещению краев разлома на определенное расстояние; $\mu=0.3\cdot10^6$ бар – средняя жесткость среды в области источника.

Из формул (1) и (2) видно, что искомые параметры могут быть получены при оценке базовых сейсмологических характеристик: сейсмического момента землетрясения и энергии сейсмических волн, которые имеют различную физическую суть. Так, E_s описывает интенсивность очаговых процессов и свидетельствует о характере и скорости разрывообразования в очаге, в то время как M_0 отражает деформационную сторону процесса.



Геолого-структурная схема района Муяканской серии землетрясений и ее эпицентральное поле в 2014–2015 гг. Эпицентры землетрясений с $K_p \geq 4.0$ показаны кружками разного диаметра; активные разломы по **[2]**: *1* – межблоковый (I – Северомуйский), *2* – внутриблоковые (II – Муяканский, III – Южномуяканский, IV – Перевальный), *3* – локальные внутриблоковые; *4* – трасса БАМ; *5* – стереограмма механизма очага землетрясения в проекции нижней полусферы (указаны даты и моментные магнитуды), выходы осей сжатия и растяжения показаны соответственно черными и белыми точками. Заштрихованная область на врезке – исследуемый район.

Для расчета сброшенных и кажущихся напряжений в очагах нами были выбраны шесть самых сильных сейсмических событий (Mw≥4.5) Муяканской последовательности (рисунок), произошедших в период ее наибольшей активности. Для каждого события были рассчитаны ТСМ на основе записей поверхностных волн на широкополосных цифровых сейсмических станциях сетей IRIS, GEOSCOPE и GEOFON (дальняя зона, Δ>2000 км) и получены оценки M_0, E_s, $\Delta\sigma$ и τ_{app} на основе записей объемных *S*-волн на широкополосных цифровых сейсмических станциях Прибайкалья, Якутии, Монголии и Северного Китая (промежуточная зона, Δ=200–2000 км).

Величины M_0, рассчитанные по низкочастотным частям спектров разными способами (стандартные отклонения во всех случаях не превышали 30 %), были близки, что свидетельствует о корректности полученных данных. Соответственно значения сброшенных напряжений, определенные для рассматриваемых землетрясений, в значительной степени можно считать достоверными.

Сейсмическая энергия из-за сложностей расчета и учета эффектов среды распространения сейсмических волн для коровых землетрясений практически всегда приближенно оценивается по эмпирическим формулам **[4]**. Однако разброс ее значений в таком случае может превышать два порядка, и, следовательно, информация о кажущемся напряжении может быть ошибочной. В данном исследовании значения E_s по **[4]** были получены непосредственно из сейсмограмм путем интегрирования спектров *S*-волн, записанных в промежуточной зоне (станции БРЗ и соседних регионов) широкополосной аппаратурой с частотным диапазоном 0.01–100 гц. Для учета суммарных эффектов поглощения и рассеяния сейсмических волн использовались данные из работ **[5, 6]**.

В результате проведенного исследования установлено, что первое сильное (Mw=5.5) землетрясение Муяканской последовательности с рифтовым (сбросовым) механизмом и субширотным простиранием разрывов, локализованное вблизи Южномуяканского разлома (рисунок), имело «нормальные», согласно мировым данным **[7]**, значения сброшенного и кажущегося напряжений в очаге: $\Delta\sigma$=18 бар и τ_{app}=6.4 бар. Во всех последующих очагах $\Delta\sigma$ были низки: при сбросовом механизме они составили 4.1 бар, при сдвиговых – $\Delta\sigma$=0.21–0.82 бар. В то же время кажущиеся напряжения имели вполне обычные для подобных событий значения: τ_{app}=1.0–6.4 бар, за исключением землетрясения 18.01.2015 г. в 06 час (Mw=4.9), в очаге которого его величина была аномально высока (τ_{app}=31.8 бар). Следует отметить, что это землетрясение произошло вблизи Муяканского разлома, в сдвиговом поле напряжений, и было самым сильным в многочисленной группе слабых и умеренных толчков, сформировавшейся к северо-западу от основного события. По всей вероятности, высокие значения τ_{app} в окрестности данного очага обусловлены прочностными свойствами среды и мерой ее повреждения. Те же причины, но в другом качестве, способствуют и низким значениям $\Delta\sigma$ в очагах рассматриваемых землетрясений.

В конечном итоге получены следующие данные: при сопоставимых сейсмических моментах сильных Муяканских землетрясений эффективность сейсмического излучения из очагов со сдвиговым механизмом в среднем в восемь раз выше, чем из очагов сбросового типа, в то время как значения сброшенных напряжений при сдвигах на порядок ниже, чем при сбросах. Низкие, в целом, значения $\Delta\sigma$ могут быть объяснены неполным снятием напряжений в очагах и перераспределением их в сейсмоактивном объеме коры, степень повреждения которой способствует появлению многочисленных толчков малой и умеренной силы. В заключение отметим, что полученные результаты направлены на уточнение общей геодинамической обстановки в регионе.

Работа выполнена при поддержке Междисциплинарного интеграционного проекта «Сейсмичность, глубина очагов землетрясений, сейсмоплотностная структура и трехмерное напряженно-деформированное состояние земной коры востока Байкальской рифтовой зоны» (блок 3).

[1] *Гилёва Н.А., Кобелева Е.А., Масальский О.К.* Сейсмическая активизация 2014–2015 гг. в Муяканском хребте вблизи Северомуйского тоннеля трассы БАМ // Материалы 10-й Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2015. С. 96–100.

[2] *Геология и сейсмичность зоны БАМ.* Структурно-вещественные комплексы и тектоника. Новосибирск: Наука, 1983. 189 с.

[3] *Середкина А.И., Мельникова В.И.* Тензор сейсмического момента землетрясений Прибайкалья по амплитудным спектрам поверхностных волн // Физика Земли. 2014. № 3. С. 103–114.

[4] *Singh S.K., Ordaz M.* Seismic energy release in Mexican subduction zone earthquakes // Bulletin of the Seismological Society of America. 1994. V. 84. P. 1533–1550.

[5] *Дреннов А.Ф., Джурик В.И., Серебренников С.П., Брыжак Е.В., Дреннова Н.Н.* Основные параметры спектров ускорений при землетрясениях с M≥5 для Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 5. С. 984–994.

[6] *Zhao W.M., Yang M.Z., Jin Y.L., Xu W.J., Ren X.M.* Characteristics of coda Q-value in the mid-northern part of Ningxia // Acta Seismologica Sinica. 2000. V. 13. P. 265–272.

[7] *Kanamori H., Brodsky E.E.* The physics of earthquakes // Reports on Progress in Physics. 2004. V. 67. P. 1429–1496. doi:10.1088/00344885/ 67/8/R03.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 176–177

ЗНАЧЕНИЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ ВОЗРАСТА И КОРРЕЛЯЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

О.Р. Минина[1], А.В. Куриленко[1], Л.Н. Неберикутина[2], Т.В. Стукова[3]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, yaksha@rambler.ru
[2]Воронеж, Воронежский государственный университет, neberikutina@bk.ru
[3]Пермь, Филиал ООО «Лукойл–Инжиниринг» «ПермьНИПИнефть», stukova@permnipineft.com

Вопросы стратиграфического расчленения палеозойских отложений в пределах Западно-Забайкальского региона часто решаются неоднозначно, что в первую очередь связано с редкой встречаемостью крупномерных органических остатков и их плохой сохранностью. При определении возраста отложений и их стратиграфической последовательности в последнее время широко используется палинологический метод, позволяющий решать ключевые моменты стратиграфии. Палинологический метод обладает рядом уникальных качеств: присутствием палиноморф во всех фациальных типах отложений, их массовостью, обусловленной рассеиванием миоспор на большие расстояния, малыми размерами, стойкостью оболочек (выдерживают температуры до 300 °С), хорошей сохранностью и видеоспецифичностью.

При решении вопросов расчленения и корреляции отложений наиболее важно изучение стратотипических и опорных разрезов. Именно поэтому палинологические исследования нами проводились в первую очередь на разрезах, хорошо охарактеризованных фауной и флорой. Изучение палинофлор позволило выработать фитостратиграфическую основу для расчленения и внутрирегиональной корреляции осадочных толщ, особенно тех, в которых остатки фауны и флоры не были установлены. Одним из наиболее ярких примеров подобного подхода может служить разрез каменноугольных отложений урмугтэйульской свиты Орхонского прогиба (Северная Монголия). Послойное изучение палиноморф из терригенных отложений свиты позволило уточнить время формирования свиты, стратиграфическую последовательность пачек, а анализ палинофаций позволил выявить специфические особенности режима осадочного палеобассейна. Полученные данные стали основой для корреляции каменноугольных отложений Северной Монголии, Западного и Восточного Забайкалья.

Стратотипический разрез нижнекаменноугольной урмугтэйульской свиты расположен в бассейне р. Шарын-Гол (Орхонский прогиб) и охарактеризован морской фауной **[2, 3, 5, 10]**. Свита здесь включают четыре пачки, связанные постепенными переходами: грубообломочную (до 280 м), сложенную полимиктовыми конгломератами; песчаниковую (110 м), представленную мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками; алевролито-песчаниковую (550 м), состоящую из серых полимиктовых песчаников с маломощными прослоями алевролитов; алевролитовую (650 м), сложенную чередованием табачно-серых песчаников и темно-серых алевролитов с прослоями и линзами фауны **[3]**. Палинологически охарактеризованы вторая, третья и четвертая пачки. В составе палиноспектров *второй* и *третьей пачек* преобладают типичные турнейские виды миоспор – *Reticulatisporites trivialis* (Kedo) Oshurk., *R. tenellus* Byvsch., *Diaphanospora submirabilis* (Kedo) Byvsch., *Lophozonotriletes bellus* Kedo*, L. involutus* Naum., *Leiotriletes angularis* (Kedo) Byv.. L. inermis (Waltz) Isch., *Hymenozonotriletes lepidus* (Waltz) Isch., *Knoxisporites multiplicabilis* (Kedo) Oshurk., *Densosporites gibberosus* (Kedo et Jushko) Byvsch., *Simozonotriletes intortus* (Waltz) Pot. et Kr. *Monilospora subcrenata* (Waltz) Byvsch. и др. Вид *Tuberculispora exigua* (Naum.), часто встречающийся в палиноспектрах, является видом-индексом палинозоны Tuberculispora exigua–Triquitrites batillatus косьвинского горизонта верхней части турнейского яруса Русской платформы **[8]**. Состав палинокомплекса определяет раннекаменноугольное, позднетурнейское время накопления отложений. В палиноспектрах *четвертой пачки* преобладают (до 55 %) виды *Reticulatisporites cancellatus* (Waltz) Playf., *R. trivialis (Kedo)* Oshurk., *Cyclobaculisporites atratus* (Naum.) Oshurk., *Chaetosphaerites pollenisimilis* (Horst) Butt. et Will., распространение которых ограничивается визе-серпуховским веком, виды *Hymenozonotriletes lepidus* (Waltz) Isch.,

Cingulizonates radiatus Byvsch., N.Umn. et Vor., *Tetraporina contrugosa* Tet., *T. horologia* (Staplin) Playf., *Lycospora pusilla* (Ibr.) Som. являются типично визейскими, а *Cingulizonates bialatus* (Waltz) Smith et Butt. – видом-индексом палинозоны тульского горизонта верхневизейскиго яруса фауны **[8]**. Миоспоры ограничивают время накопления отложений четвертой пачки поздневизейским веком раннего карбона. В составе палиноспектров, кроме миоспор, присутствуют акритархи рода *Leiosphaeridia* Eisenack. Анализ палинофаций позволил выделить в отложениях второй и третьей пачек урмугтэйульской свиты палинофации экзинитового типа, характерные для дельтовых отложений. Палинофации четвертой пачки отнесены к трахеальному типу, характерному для прибрежно-морских условий.

Таким образом, впервые проведенные палинологические исследования подтверждают раннекаменноугольный возраст урмугтэйульской свиты. Палинофлоры позволили уточнить время формирования и генезис этих отложений – нижняя часть разреза (вторая, третья пачки) датируется позднетурнейским, а время накопления верхней (четвертая пачка) части ограничивается поздневизейским веком.

Возрастные интервалы по миспорам имеют высокий корреляционный потенциал, хорошо прослеживаются за пределами типовых разрезов и служат возрастными интервалами корреляции, охарактеризованными соответствующими комплексами миоспор **[6, 8, 9]**. Анализ имеющихся данных позволяет сопоставлять урмугтэйульскую свиту с одновозрастными образованиями Забайкальского региона. Так, нижняя подсвита урмугтэйульской сопоставлена с нижней и средней частью разрезов аргалейской, газимурозаводской, марьинской и типаринской свит павловского и якумского горизонтов газимуровского надгоризонта Аргунской зоны Восточного Забайкалья. Верхняя подсвита сопоставляется с тутхалтуйской свитой Агинской зоны, нижней частью гутайской и рябиновской свит мергенского горизонта гутайского надгоризонта Хэнтэй-Даурской зоны **[1, 4, 7]**. Турнейский и визейский интервалы по миоспорам установлены в Западном Забайкалье. Палинологическая характеристика аматканской свиты определяет ее стратиграфическое положение турнейским веком раннего карбона и аналогична турнейскому палинокомплексу, а палинокомплекс верхнеульзутуйской подтолщи (Еравнинская подзона) сопоставим с визейским комплексом урмугтэйульской свиты. В верхнекыджимитской подтолще (Еравнинская подзона), сырыхской свите (Уакитская подзона) и зумбурукской свите (Туркинская подзона) наблюдается эволюционная последовательность видов миоспор, характеризующая интервал от турнейского до визейского (начала серпуховского) века раннего карбона и сопоставимая с последовательностью смены палинофлор урмугтэйульской свиты **[6, 9]**.

Таким образом, использование растительных микрофоссилий в решении задач биостратиграфического расчленения отложений весьма перспективно. Наши исследования еще раз подтвердили широкие возможности палинологического метода для определения возраста осадочных образований и их региональной и межрегиональной корреляции. Последнее особенно важно для складчатых областей, где находки остатков фауны и флоры редки.

Работа выполнена по плану НИР ГИН СО РАН (номер гос. рег. АААА-А17-117011650013-4), а также при поддержке РФФИ (проекты № 18-05-00234 и 19-05-00986).

[1] *Атлас фауны и флоры палеозоя – мезозоя Забайкалья*. Новосибирск: Наука, 2002. 714 с.
[2] *Геология Монгольской Народной Республики.* М.: Недра, 1973. Т. I. 584 с.
[3] *Гордиенко И.В., Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Медведев А.Я., Одгэрэл Д.* Хэнтэй-Даурская складчатая система Монголо-Охотского пояса (магматизм, седиментогенез, геодинамика) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 1063–1097.
[4] *Куриленко А.В.* Находки платикринитесов в нижнем карбоне Восточного Забайкалья // Проблемы изучения ископаемых и современных иглокожих. Таллин: Валгус, 1989. С. 128–133.
[5] *Моссаковский А.А., Томуртогоо О.* Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976. 125 с.
[6] *Минина О.Р.* Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция): Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2014. 36 с.
[7] *Попеко Л.И.* Карбон Монголо-Охотского орогенного пояса. Владивосток: Дальнаука, 2000. 124 с.
[8] *Стукова Т.В.* Палинозоны позднетурнейских – ранневизейских разнофациальных терригенных отложений Пермского Прикамья // Верхний палеозой России: Материалы 2-й Всероссийской конференции. Казань: Изд-во Казанского университета, 2009. С. 157–158.
[9] *Minina O.R., Neberikutina L.N., Aristov V.A.* The Baikal folded area (BFA) is considered as a part of the Central Asian Belt // The Devonian and Lower Carboniferous of northern Gondwana: International Field Symposium. Morocco, Rabat: Documents de L'Institut Scientifique, 2013. V. 26. P. 88–89.
[10] *Tomurtogoo O.* Tectonics and structural evolution of Mongolia // SEG-IAGOD Field Trip, 8 Bieninal SGA Meeting. London, 2005. P. 5–12.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 178–180

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ТОРИЯ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ ЦАПП

Ю.Б. Миронов, А.М. Карпунин

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

Центрально-Азиатский подвижный пояс (ЦАПП) – одна из крупнейших геопровинций земного шара. ЦАПП сформировался главным образом в палеозое при закрытии Палеоазиатского океана в результате двойной субдукции под южную активную окраину Сибирского кратона и северные окраины Северо-Китайского и Таримского кратонов. Островные дуги и докембрийские микроконтиненты были аккретированы к этим структурам или амальгамированы в океане с развитием обширного аккреционного коллажа **[1]**.

В пределах ЦАПП известны различные месторождения радиоактивных руд. Специальная металлогения, изучающая закономерности размещения месторождений урана и тория в земной коре, занимает ведущую роль в общем комплексе геологических исследований. Возрастающее внимание специалистов к возможности практического использования тория в атомных реакторах **[4]** делает актуальной задачу прогноза геолого-промышленных месторождений тория, в том числе в региональных структурах ЦАПП южной части РФ.

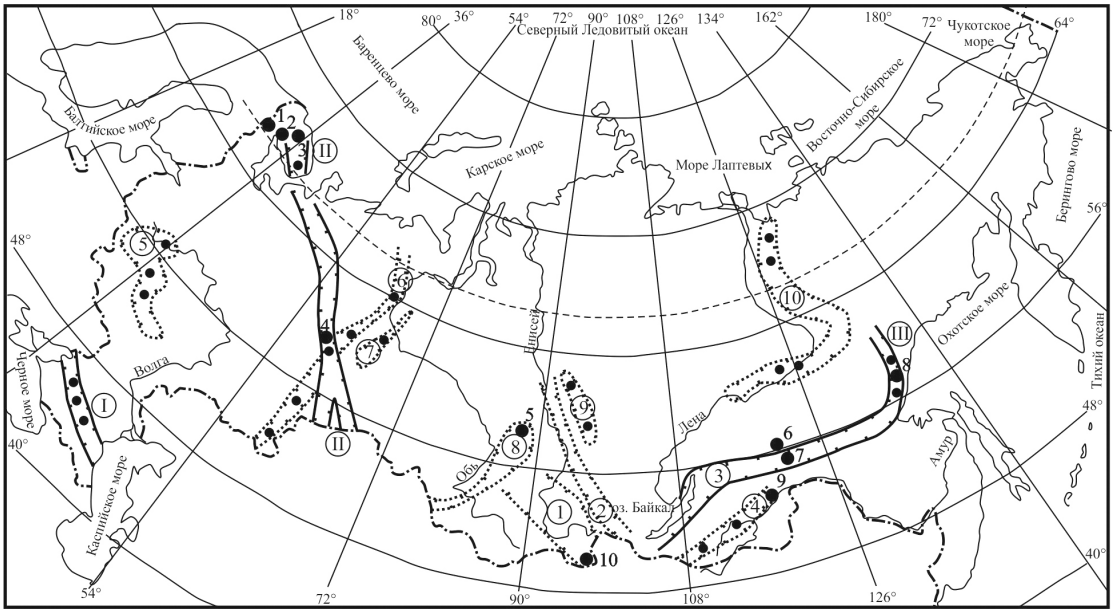
На основе анализа доступной информации по геохимии и металлогении тория разработана классификация ториевых месторождений на формационной основе, которая является важным элементом металлогенического анализа. Геохимические, специализированные на торий геологические образования характеризуются средним содержанием тория 2.5 Кк и более. По значимости тория в комплексных рудах выделяются две группы рудных формаций: ториеносные (10–200 Кк) и ториеворудные (200–2000 Кк). Все ториеворудные объекты объединены в шесть рудных формаций по принадлежности к геологическим структурам и типам структурно-металлогенических зон земной коры и разделены на два класса: эндогенные и экзогенные.

Эндогенные эпигенетические формации – гидротермальные и гидротермально-метасоматические – включают три группы: сопряженные с кислым магматизмом (группа А), сопряженные с щелочным магматизмом (группа Б), сопряженные с щелочно-ультраосновным магматизмом (группа В). Экзогенные и другие сложные формации – преимущественно сингенетические (группа Г). Среди них по способу образования выделяются две группы: связанные, главным образом, с разрушением ториеносных геологических образований (различные по генезису россыпи) и связанные с процессами осадконакопления и метаморфизма в протоструктурах щитов и в фундаменте платформ.

Работами ВСЕГЕИ **[5]** ранее выполнено металлогеническое районирование по торию территории СССР с выделением ряда ториеносных поясов, провинций и зон. Фрагментарно в границах РФ они показаны на рисунке. В пределах ЦАПП выделяются Байкало-Охотский ториеносный пояс (Прибайкальская и Алданская провинции), Саяно-Монгольская (фрагмент) и Енисейско-Восточно-Саянская провинции.

Прибайкальская провинция включает различные специализированные на торий геологические формации. С разновозрастными мигматитами и лейкократовыми гранитоидными комплексами связаны ториеносные кварц-полевошпатовые метасоматиты с рудопроявлениями тория. На юго-западном фланге провинции широко проявлен щелочной магматизм позднего палеозоя с торий-редкоземельным оруденением (рудопроявления Акит, Чэстен и др.). В Забайкальской ториеносной зоне в этапы тектономагматической активизации образовывались ториеносные щелочные гранитоиды и сиениты с кварц-полевошпатовыми метасоматитами, содержащими ортит-монацит-колумбитовую минерализацию. В северо-западной части провинции распространены погребенные монацитовые россыпи в базальных конгломератах.

Алданская провинция также включает специализированные на торий формации, связанные с проявлением гидротермально-метасоматических образований. В последних торий ассоциируется с танталом, ниобием, бериллием, цирконием и ураном, образуя вместе с этими



Масштаб 1:50 000 000

1 2 3 4

Металлогеническое районирование по торию территории России (по А.А. Смыслову и др., 1986, с изменениями). *1 – пояса* и их номера: I – Днепровско-Южно-Тяньшаньский (фрагмент), II – Кольско-Урало-Чингиз-Тарбагатайский (фрагмент), III – Байкало-Охотский (фрагмент); *2 – провинции* и их номера: 1 – Саяно-Монгольская (фрагмент), 2 – Енисейско-Восточно-Саянская, 3 – Прибайкальская, 4 – Алданская; *бассейны* и их номера: 5 – Центрально-Русский, 6 – Предуральский, 7 – Зауральский, 8 – Западно-Сибирский, 9 – Предъенисейский, 10 – Майско-Вилюйский; *3* – месторождения (номера) и рудопроявления тория: 1 – Африканда, 2 – Ковдор, 3 – Лавозерское, 4 – Сибирка, 5 – Туганское, 6 – Торгойское, 7 – Арбарастах, 8 – Ингилийское, 9 – Катугинское, 10 – Улуг-Танзек; *4* – государственная граница РФ.

элементами различные рудные объекты (Катугинское торий-редкометалльное, Торгойское торий-урановое и другие месторождения). В полях развития гранитоидов широко развиты современные аллювиальные монацитовые россыпи.

Саяно-Монгольская (фрагмент) и Енисейско-Восточно-Саянская провинции включают широкий спектр специализированных на торий формаций с развитием гидротермально-метасоматических образований (фениты, альбититы и др.) и карбонатитов с ториевым комплексным оруденением (месторождения Кийское, Бело- и Среднезиминское, рудопроявления Тейское, Усовское и др.). Современные аллювиальные монацитовые россыпи широко проявлены в Ангаро-Канском выступе.

Таким образом, перспективы ЦАПП на торий южных районов Сибири могут оцениваться как достаточно высокие, в первую очередь за счет развития ториеворудных формаций в связи с магматическими щелочными породами, а также монацитовых россыпей.

Общие запасы тория в России оцениваются в 75 000 т (МАГАТЭ, 2007). Прогнозные ресурсы весьма значительны.

В геодинамическом аспекте развития ЦАПП формирование ториеносных щелочных пород и эндогенных ториеворудных формаций происходило в континентальном режиме в связи с эволюцией щелочного плюма и его производных (щелочно-базальтового, щелочно-ультраосновного, карбонатитового, кимберлитового магматизма). При этом в химической истории щелочного магматизма отчетливо прослеживаются две составляющие. Первая – фойдафильная, устойчиво присутствующая во всех магматических и метасоматических горных породах разных щелочных комплексов. Это элементы, ассоциированные с натрием и калием: редкие щелочи, щелочные земли, радиоактивные элементы, редкие земли. Они представляют ту важную часть плюма, которая, вероятно, отделялась от жидкого ядра. Вторая часть – петрогенная, мантийно-литосферная, возникшая в астеносферной зоне в ходе процессов дифференциации и ассимиляции плюмовых и литосферных источников при миграции плюма к поверхности Земли **[2]**.

Формирование экзогенных ториеносных формаций (монацитовых россыпей и скоплений минералов тория в корах выветривания) происходило также в континентальном режиме на инверсионной стадии развития региона **[3]**.

[1] *Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С.* Глаукофановые сланцы как отражение аккреционно-коллизионных событий в Центрально-Азиатском подвижном поясе // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 91–106.
[2] *Лазаренков Г.В.* Щелочные плюмы континентов и океанов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1240–1248.
[3] *Малич Н.С.* Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. М.: Недра, 1974. 280 с.
[4] *Семченков Ю., Сидоренко В., Субботин С., Алексеев П.* Ториевый ренессанс в ЯЭ? // Росэнергоатом. 2014. № 11. С. 14–17.
[5] *Смыслов А.А.* Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 231 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 181–182

ВОЗРАСТ УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ В ИРКУТСКОМ БАССЕЙНЕ ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ТОНШТЕЙНА (АЗЕЙСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ)

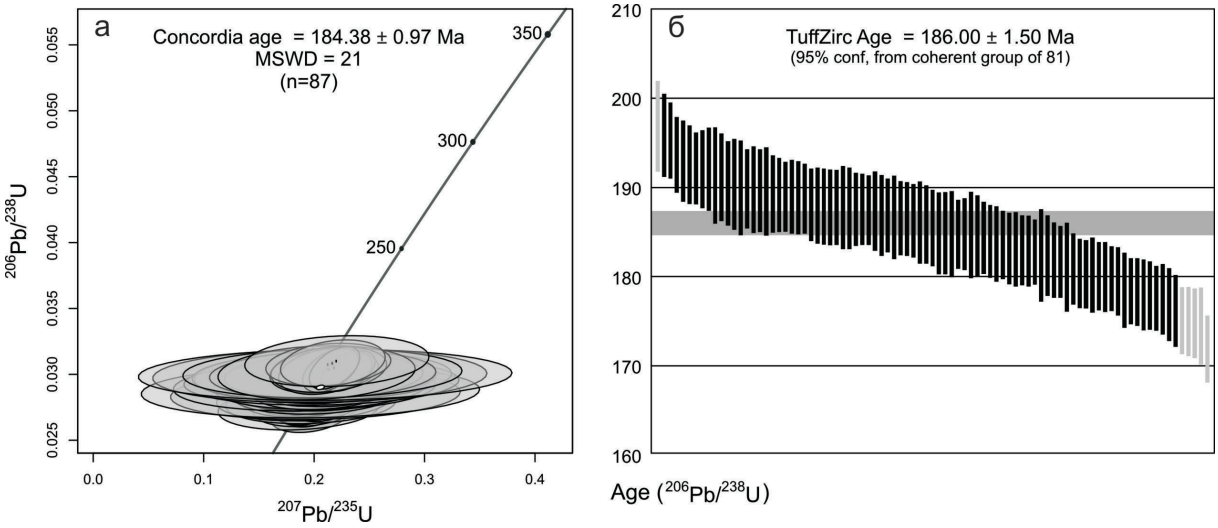
Е.А. Михеева[1], Е.И. Демонтерова[1], В.Б. Хубанов[2], М.Н. Рубцова[1], А.В. Блинов[3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, mikheeva@crust.irk.ru
[2] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН
[3] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Иркутский угольный бассейн юрского возраста находится на юге Сибирской платформы. В настоящее время для отложений бассейна действует стратиграфическая шкала, принятая в 1981 году, с выделением черемховской, присаянской и кудинской свит **[1]**. Считается, что все промышленные залежи углей связаны со средней (угленосной) подсвитой черемховской свиты, ее возраст определяют по биостратиграфическим данным плинсбах – тоаром **[1–3].** С 1970-х годов в отложениях Иркутского бассейна обнаружены вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы **[4]**. Ранее нами получены U-Pb датировки по цирконам из вулканогенно-осадочных отложений черемховской (нижняя подсвита) и кудинской свит, которые показывают, что осадконакопление началось на несколько миллионов лет раньше, чем считается по биостратиграфическим данным **[1–3]**. Возраст заларинской (самой древней) подсвиты черемховской свиты составляет 194.5±2.6 млн лет (SIMS), а условный возраст кудинской свиты (самых молодых юрских отложений) – 178.3±5.0 млн лет (SIMS и LA-ICP-MS) **[5]**. В этой работе представлены данные U-Pb датирования акцессорных цирконов методом LA-ICP-MS из тонштейна Азейского угольного месторождения (район г. Тулуна).

С целью выявления вулканогенно-осадочных пород, перспективных для последующего датирования, нами исследован разрез на Азейском угольном месторождении. Разрез на месторождении представлен слабосцементированными мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями (промышленной мощности) черемховской свиты. В разрабатываемом угольном пласте опробовано шесть глинистых прослоев мощностью от первых сантиметров до 0.3 м, протяженнностью более 4 км. Для этого месторождения С.И. Арбузовым и др. **[6]** обосновано вулканогенное происхождение глинистых прослоев в угольных пластах – тонштейнов. Их формирование связывают с каолинизацией кислого вулканического пепла. Тонштейны Азейского месторождения почти полностью состоят из каолинита с участием кварца, кристобалита, иллита и полевых шпатов, акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, сульфидами, эти прослои обогащены рядом элементов: REE, Y, Zr, Hf, U, Th, Ta, Sn, Ga, Cu, Pb, Se, Hg, Sb, and Te **[6]**. Нами изучено по одному образцу из каждого опробованного глинистого прослоя. По результатам дифракционного анализа образец J-16-55 состоит из каолинита, примесь других минералов не превышает 5 %. В остальных образцах присутствует детритовый материал (кварц, полевые шпаты, иллит, гидролюда) от 15 до 70 %. Для выделения акцессорных цирконов по совокупности факторов выбран образец J-16-55.

Выделение акцессорных цирконов из тонштейна (J-16-55) для исследования U-Pb методом LA-ICP-MS проведено на базе ЦКП ИЗК СО РАН «Геодинамика и геохронология» (г. Иркутск). Датирование проводилось в ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) на ICP-MS Element XR (ThermoFisher Scientific) укомплектованным UP-213 лазером. Цирконы представлены длиннопризматическими (игольчатыми), неокатанными, бесцветными зернами, реже отмечены изометричные зерна (также бесцветные), которые являются обломками длиннопризматических. Всего исследовано 110 зерен, из которых 16 анализов характеризуются дискордантностью более 10 %. Остальные конкордантные 94 анализа укладываются во временной интервал от 171.8 до 196.8 млн лет. Для расчета возраста использованы данные 87 анализов (исключены еще 7 анализов с сигналом Pb более 30000 cps) с применением IsoplotR **[7]**, U-Pb возраст по отношению $^{238}U/^{206}Pb$ составляет 184.38±0.97 млн лет (рисунок, *а*). Кроме того, использован алгоритм TuffZirc **[8]**, в качестве инструмента «экстрактор возраста циркона» в Isoplot / Ex 4.15 **[9]**, для минимизации эффектов



U-Pb по данные по цирконам для образца J-16-55. *а* – диаграмма с конкордией, возраст рассчитан по 87 зернам циркона; *б* – результаты, полученные с помощью алгоритма TuffZirc, выбранные и отклоненные для расчета даты показаны черным и светло-серым, соответственно; серая область соответствует датировке рассчитанной TuffZirc и ее ошибке.

наследования и потери свинца. Этот алгоритм выделяет самый большой кластер анализов, дающий вероятность соответствия >0.05, и рассчитывает средний возраст этого кластера. Алгоритм TuffZirc применен только к 87 конкордантным возрастам, из которых им отброшены одна самая молодая и группа из пяти самых древних дат. Возраст, рассчитанный алгоритмом по 81 анализу, составляет 186.00±1.5 млн лет (рисунок, *б*), рассчитанные ошибки асимметричны и находятся в пределах 95%-ного доверительного интервала. Таким образом, полученная с применением алгоритма TuffZirc датировка для средней (угленосной) подсвиты черемховской свиты 186.00±1.5 млн лет, попадая в плинсбах, согласуется с действующей стратиграфической шкалой и исследованиями В.М. Скобло **[1, 3]**. С учетом того, что все промышленные залежи углей связаны с угленосной подсвитой черемховской свиты, можно говорить, что пик угленакопления в Иркутском бассейне приходится на плинсбах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00216).

[1] *Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири* (МСК СССР). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981. 91 с.

[2] *Акулов Н.И., Фролов А.О., Мащук И.М., Акулова В.В.* Юрские отложения южной части Иркутского осадочного бассейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 4. С. 40–63.

[3] *Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В.* Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляция). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.

[4] *Кизияров Г.П., Мешалкин С.М.* Первая находка вулканических туфов в юре Иркутского угленосного бассейна // Геология и геофизика. 1978. Т. 19. № 2. С. 138–141.

[5] *Михеева Е.А., Демонтерова Е.И., Иванов А.В. и др.* Начало осадконакопления в Иркутском угольном бассейне по данным U-Pb датирования цирконов из вулканогенно-осадочных пород // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 13. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. С. 160–162.

[6] *Arbuzov S.I., Mezhibor A.M., Spears D.A., Ilenok S.S., Shaldybin M.V., Belaya E.V.* Nature of Tonsteins in the Azeisk Deposit of the Irkutsk Coal Basin (Siberia, Russia) // International Journal of Coal Geology. 2016. V. 152. P. 99–111.

[7] *Vermeesch P.* IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 1479–1493. doi:10.1016/j.gsf.2018.04.001.

[8] *Ludwig K.L., Mundil R.* Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs // Goldschmidt Conference Abstracts. 2002. Presented at the 12th Goldschmidt Conference. P. A463.

[9] *Ludwig K.* User's manual for Isoplot 3.75: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2012. No. 5. 75 p.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 183–185

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И СОСТАВ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ КОЛМОЗЕРСКОГО ЛИТИЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Л.Н. Морозова, А.В. Базай

Апатиты, Геологический институт КНЦ РАН, morozova@geoksk.apatiti.ru

На территории Балтийского щита имеется ряд крупных месторождений редкометалльных пегматитов, среди которых Колмозерское месторождение является наиболее масштабным. На его долю приходится 26 % запасов лития страны **[1]**. В геологическом плане месторождение расположено в неоархейских метагаббро-анортозитах Патчемварекского массива в зоне сочленения двух крупных региональных структур архейского возраста – Мурманского блока и зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. Колмозерское месторождение представлено 12 крупными и многочисленными мелкими плитообразными жилами альбит-сподуменового типа, залегающими несогласно с вмещающими метагаббро-анортозитами. Крупные жилы с апофизами, раздувами и пережимами имеют длину ~1400 м, мощность от 5 до 65 м и прослеживаются на глубину более 500 м. Рудные минералы в пегматитах представлены сподуменом, минералами группы колумбита и бериллом **[2, 3].** Строение жил пегматитов, их минералогию и геохимию пород в различные годы изучали А.И. Гинзбург, А.Б. Наливкин, Н.А. Солодов, К.А. Власов, А.Ф. Соседко, В.В. Матиас, И.В. Гинзбург, В.В. Гордиенко, И.В. Бельков, А.М. Заседателев, А.А. Кременецкий и другие геологи.

Данные исследования направлены на доизучение вещественного состава редкометалльных пегматитов Колмозерского месторождения и включали изучение геохимии редких элементов (Nb, Ta, Cs, Rb, Sr, Ba, Zr, Hf, Th, U, Y, *REE)*, полученных методом ICP-MS в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), и закономерностей их распределения с рудными (Li, Nb, Ta, Be, Cs) элементами. Было также проведено доизучение состава породообразующих минералов (сподумена, альбита, микроклина) микрозондовым методом на микрозондовом анализаторе Cameca MS-46 (Апатиты), позволяющим исключить влияние посторонних фаз на состав минерала. Содержания Li_2O в минералах определены атомно-абсорбционным методом (ГИ КНЦ РАН).

Альбит-сподуменовые пегматиты Колмозерского месторождения представляют собой лейкократовые породы с неоднородной структурой, закономерно меняющейся от мелкозернистой в краевой зоне до пегматоидной и блоковой в центральной. Основные породообразующие минералы пегматитов представлены кварцем (30–35 %), плагиоклазом (30–35 %), микроклином (10–25 %), сподуменом (~20 %) и мусковитом (5–7 %). Рудные минералы: сподумен, колумбит-(Mn), танталит и берилл. Наиболее распространенные второстепенные и акцессорные минералы: апатит, спессартин, сфалерит, пирит. Вторичные минералы представлены фосфатами и цеолитами.

Результаты исследования показали, что пегматиты Колмозерского месторождения характеризуются высокими содержаниями Li (12244 г/т), Be (142 г/т), Nb (81 г/т) и Ta (59 г/т). При этом пегматиты по сравнению с кларком гранита обеднены крупноионными литофильными (LILE) (г/т) (Ba≤20; Sr≤15.4) и высокозарядными (HFSE) (Zr≤22; Th≤2.5; LREE (1.8); MREE (0.5); HREE (0.06)) элементами. Величины отношений Mg/Li (≤0.05) и Zr/Hf (≤7.4) низкие. Пегматиты ($(La/Yb)_N$= 6.86–27.69) характеризуются умеренно дифференцированным спектром распределения редкоземельных элементов, нормированных к хондриту. Европиевая аномалия – отрицательная (Eu/Eu*=0.39–0.65), а цериевая аномалия слабоотрицательная или отсутствует (Ce/Ce**=0.49–1.07). Наличие отрицательной европиевой аномалии при низких концентрациях Sr свидетельствует о фракционировании плагиоклаза при обогащении расплава несовместимыми компонентами.

Сподумен из пегматитов Колмозерского месторождения представлен тремя генерациями, которые сопоставимы между собой по химическому составу и различаются по наличию фазо-

вой (минеральной) и внутрифазовой неоднородности **[4]**. Для Spd-I и Spd-II характерны фазовая и внутрифазовая неоднородность. Среди твердофазных включений в Spd-I и Spd-II диагностированы: альбит, кварц, мусковит (наиболее часто встречаемые), группа колумбита. В Spd-II, кроме вышеперечисленных включений, отмечаются включения группы апатита, граната и касситерит. Внутрифазовая неоднородность Spd-I и Spd-II проявлена в наличии зон (участков) с высокой и низкой величиной отношения Fe/Mn (10.75–17.57 и 4.63–9.80 соответственно). Центральные зоны однородных индивидов Spd-I по составу сопоставимы с составами зон, характеризующихся низкой величиной отношения Fe/Mn, а Spd-II – с составом зон с высокой величиной отношения Fe/Mn. Мелкозернистый сподумен третьей генерации не содержит включений и имеет однородное строение. Содержание Li_2O в Spd-II варьируется от 7.11 до 8.08 мас. %. Сравнение состава сподумена из пегматитов Колмозерского литиевого месторождения с составами сподумена из пегматитов других месторождений **[5–7]**, показало, что колмозерские образцы смещаются в сторону высокожелезистых составов. По содержанию других примесных элементов существенных различий не выявлено. Согласно литературным данным **[6–8]**, относительно высокие содержания Fe_2O_3 (и Na_2O) свойственны магматическому сподумену, который кристаллизуется из остаточного гранитного расплава, обогащенного редкими и флюидными компонентами.

Были изучены четыре генерации плагиоклазов, слагающих краевую (таблитчатый Pl-I) и центральную (крупнопластинчатый Pl-II, мелкозернистый Pl-III, клевеландит Pl-IV) части пегматитовых жил. По составу все плагиоклазы отвечают альбиту, что является типичным для высокодифференцированных редкометалльных пегматитов. Отмечается закономерное уменьшение анортитовой составляющей (мол. %) от Pl-I (0.51) к Pl-II (0.16), Pl-III (0.04) и Pl-IV (0.00). Снижение основности плагиоклазов, как правило, отмечается от ранней генерации к поздней. В этом же направлении в изученных плагиоклазах происходит и незначительное увеличение содержания альбитовой составляющей. По содержанию ортоклазового компонента (мол. %) между собой сопоставимы Pl-I (0.59) и Pl-II (0.58), а также Pl-III (0.37) и Pl-IV (0.35).

Микроклин отмечается в центральной части жил пегматитов и представлен микроклин-пертитом-I (Mc-I), блоковым Mc-II и мелкозернистым Mc-III. Микроскопические исследования показали, что Mc-I и Mc-II представлен неоднородными индивидами с фазовой и внутрифазовой неоднородностью, а Mc-III имеет однородное строение. Внутрифазовая неоднородность Mc-I и Mc-II проявлена в наличии зон (участков), различающихся по величине K/Na и K/Rb отношений. От микроклина-I к микроклину-II наблюдается снижение содержаний Na (0.61 и 0.41 мас. % соответственно), увеличение содержаний Rb (0.71 и 0.86 мас. %), рост величины отношения K/Na (26.57 и 39.38) и снижение величины отношения K/Rb (22.51 и 18.26). Микроклин-III отличается от Mc-II пониженными содержаниями Na (0.34 мас. %) и более высокой величиной K/Na отношений (51.05). Температура кристаллизации изученных микроклинов, оцененная по содержанию в них альбитовой составляющей **[9],** понижается от 310° (Mc-I) к 260° (Mc-II) и 235° (Mc-III). Известно, что микроклины с более низким содержанием натрия и высоким содержанием Rb характеризуются более низкими температурами кристаллизации **[10, 11]**.

Альбит-сподуменовые пегматиты Колмозерского месторождения представляют собой высокодифференцированные разности остаточного гранитного расплава. На это указывают и высокие концентрации рудных элементов (Be, Ta, Nb, Li), увеличение которых происходит к концу процесса пегматитообразования, и низкие содержания Sr, Ba, Zr, Th, Y, *REE*, характерные для глубокодифференцированных менее вязких гранитных магм, богатых летучими компонентами.

Характерной чертой минералогии пегматитовых жил Колмозерского месторождения является наличие нескольких генераций породообразующих минералов – сподумена, плагиоклаза и микроклина. Различия между генерациями минералов установлены по наличию фазовой (минеральной) и внутрифазовой неоднородности (сподумены, микроклины) и химическому составу (плагиоклазы, микроклины).

Периодические изменения минералообразующей среды нашли свое отражение в формировании сингенетической внутрифазовой неоднородности сподумена и микроклина. Внутрифазовая неоднородность минералов проявлена в наличии зон (участков), различающихся по химическому составу.

[1] *Быховский Л.З., Архипова Н.А.* Редкометалльное сырье России: перспективы освоения и развития минерально-сырьевой базы // Разведка и охрана недр. 2016. № 11. С. 26–36.

[2] *Гордиенко В.В.* Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970. 240 с.

[3] *Морозова Л.Н.* Колмозерское литиевое месторождение редкометалльных пегматитов: новые данные по редкоэлементному составу (Кольский полуостров) // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 82–98.
[4] *Морозова Л.Н., Базай А.В.* Сподумен из редкометалльных пегматитов Колмозерского литиевого месторождения (Кольский полуостров) // Записки Российского минералогического общества. 2019. Т. 148. № 1. С. 65–78.
[5] *Анникова И.Ю., Владимиров С.З., Смирнов С.З., Уваров А.Н., Гертнер И.Ф., Гаврюшина О.А.* Геология и минералогия сподуменовых пегматитов Горной Шории // Вестник Томского государственного университета. 2013. Т. 376. С. 168–174.
[6] *Filip J., Novak M., Zboril R.* Spodumene from granite pegmatites of various genetic types: crystal chemistry and OH defects concentrations // Physics and Chemistry of Minerals. 2006. V. 32. P. 733–746.
[7] *Androne D.A.-M.* The spodumene from contu-negovanu pegmatites (Lotru-Cibin MTS) // Geologie. 2005. № 1. P. 5–14.
[8] *Černý P.* Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits // Geoscience Canada. 1991. V. 18. № 2. P. 49–67.
[9] *Слюдоносные пегматиты Северной Карелии* / Ред. В.В. Гордиенко, В.А. Леонова. Л.: Недра, 1976. 367 с.
[10] *Барт Т.* Измерение палеотемператур гранитных пород. М.: Наука, 1962. 19 с.
[11] *Рябчиков И.Д.* Новая диаграмма для двуполевошпатового геологического термометра, построенная при помощи термодинамической обработки экспериментальных данных // ДАН СССР. 1965. Т. 166. № 3. С. 672–675.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 186–188

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ УРИКСКО-ИЙСКОГО ГРАБЕНА

З.Л. Мотова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб

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

Урикско-Ийский грабен располагается в пределах южной окраины Сибирского кратона между Шарыжалгайским и Бирюсинским выступами фундамента. Грабен сложен преимущественно раннепротерозойскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. В строении грабена выделяются раннепротерозойские шаблыкская, большереченская (ингашинская), далдарминская, урикская (аршанская) свиты сублукской серии, а также ангаульская и одайская свиты калбазыкской серии. В верхней части разреза грабена залегают отложения ермосохинской свиты. Породы, слагающие грабен, в различной степени метаморфизованы. Наибольшая степень метаморфизма (амфиболитовая фация) отмечается в зонах контакта гранитоидов саянского комплекса с породами шаблыкской и большереченской свит. Остальные породы грабена изменены в различных субфациях зеленосланцевой фации метаморфизма, породы ермосохинской свиты практически не изменены. Структура Урикско-Ийского грабена интерпретируется как длительно развивающийся палеоавлакоген, формирование которого началось около 1.9 млрд лет назад, в обстановке растяжения, связанной с коллапсом орогена, образовавшегося в результате коллизии Бирюсинского и Шарыжалгайского блоков **[1–3]**.

Проведенное датирование детритовых цирконов, отобранных из метапесчаников трех свит Урикско-Ийского грабена (ингашинской, далдарминской и ермосохинской) **[3]**, совместно с комплексными геологическими исследованиями **[1–3]**, позволило выделить и обосновать три основных этапа растяжения, сопровождавшегося осадконакоплением в пределах данной структуры. Однако вещественные характеристики осадочных разрезов Урикско-Ийского грабена до сих пор оставались малоизученными. В настоящей работе приведены результаты геохимических исследований пород, слагающих полный составной разрез вулканогенно-осадочных последовательностей Урикско-Ийского грабена. Породы ингашинской свиты представляют основание разреза, средняя часть которого изучена на примере далдарминской свиты, в качестве верхней части разреза рассмотрены терригенно-осадочные толщи ермосохинской свиты.

Изученные породы ингашинской свиты представлены метаморфизованными гравипесчаниками, песчаниками и алевролитами. Характер распределения основных оксидов в этих породах позволяет их классифицировать как нормально-щелочные аркозы **[4, 5]**. Наличие положительной корреляции между ТМ*-ЖМ (r=0.3) и ГМ-ФМ (r=0.9) и отсутствие таковой между НКМ-ГМ (r=–0.1) свидетельствует об образовании этих пород за счет разрушения первично-магматических пород **[5]**. Концентрации редких и редкоземельных элементов в метапесчаниках ингашинской свиты близки PAAS **[6]**. Обогащение легкими лантаноидами ($(La/Yb)_n$=9–15 г/т) и отчетливая отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu*=0.5–0.8) свидетельствуют об образовании пород ингашинской свиты в основном за счет разрушения магматических пород кислого состава.

Далдарминская свита была изучена в верхней и нижней части разреза. Нижняя подсвита далдарминской свиты сложена пара- и ортопородами. Парапороды представлены углеродистыми кварц-серицитовыми микросланцами и двуслюдяными эпидот-кварцевыми сланцами. Среди ортопород выделяются метаморфизованные диорит-порфириты и габбро-порфириты. Содержания основных оксидов в углеродистых и двуслюдяных сланцах отвечают алевропелитовым аргиллитам **[4]**. Метаосадки нижней части далдарминской свиты обнаруживают положительную корреляцию между ГМ-ФМ (r=0.3) и ТМ-ЖМ (r=0.98), а также отрицательную кор-

*Примечание. ГМ – (гидролизатный модуль) = $(Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3+FeO)/SiO_2$, ТМ – (титановый модуль) = = TiO_2/Al_2O_3, ЖМ – (железный модуль) = $(FeO+Fe_2O_3+MnO)/(Al_2O_3+TiO_2)$, ФМ – (фемический модуль) = $(FeO+Fe_2O_3+MgO)/SiO_2$, НКМ – (модуль нормированной щелочности) = $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ **[5]**.

реляцию между НКМ и ГМ (r=–0.1), что доказывает их образование в период первого цикла седиментации **[4]**. Характер распределения редких и рассеянных элементов в этих породах близок PAAS **[6]**. Обогащение легкими лантаноидами ($(La/Yb)_n$=5–8 г/т) и отчетливая отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu*=0.5–0.8) свидетельствуют о их образовании при преобладании кислых магматических пород в области источника сноса.

Изученные породы верхней части далдарминской свиты представлены известковыми песчаниками, алевропесчаниками и алевроаргиллитами. В соответствии с классификацией **[4]** эти породы относятся к карбонатным аргиллитам, а по классификации **[5]** соответствуют карбонатным, нормально-щелочным псевдосиаллитам, псевдосиферлитам и псевдогидролизатам. С помощью программы MINLITH **[7]** рассчитан вероятный нормативный состав протолитов этих пород. Количественное соотношение карбонатных и терригенных минералов демонстрирует, что исследуемые породы относятся к группе терригенных пород. В минеральном составе преобладают обломочные (кварц – 17–27 %, полевые шпаты – 9–25 %) и глинистые (хлорит, иллит – 35–47 %) минералы. Карбонатные минералы представлены доломитом (10–22 %). Пониженные, относительно PAAS, концентрации легких лантаноидов $(La/Yb)_n$=2.1–2.7 г/т и отсутствие европиевого минимума (Eu/Eu*=1.0–1.1) свидетельствуют о вкладе магматических пород основного состава в терригенную составляющую этих осадков.

Терригенные отложения ермосохинской свиты представлены туфогенными песчаниками. Анализ петрохимического состава этих пород, в соответствии с классификацией **[4]**, позволяет выделить среди них аркозы и граувакки. Часть исследованных образцов характеризуется значениями гидролизатного модуля ГМ=0.27–0.30 и модуля нормированной щелочности НКМ=0.27–0.36, что наряду с содержаниями MgO=1.02–2.77 мас. %, в соответствии с классификацией **[5]**, позволяет отнести их к нормощелочным силитам. Другая часть образцов характеризуется более высокими значениями ГМ=0.31–0.41, ЖМ=0.63–0.66 и MgO=1.81–3.07 мас. %, при этом значения НКМ не превышают 0.32–0.30, что, согласно **[5]**, соответствует нормощелочным сиаллитам. Отрицательная корреляция между ГМ-ФМ (r=–0.9 для граувакк; r=–0.8 для аркозов), ТМ-ЖМ (r=–0.2 для граувакк; r=–0.6 для аркозов) свидетельствует о литогенной природе этих осадочных образований **[5]**. Концентрации РЗЭ в этих породах близки PAAS **[6]**. Для них характерны фракционированные спектры распределения РЗЭ и обогащение легкими лантаноидами ($(La/Yb)_n$=4.5–8.0 г/т), а также наличие отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu*=0.6–0.7).

На основании проведенных исследований было установлено, что вещественные характеристики вулканогенно-осадочных толщ, слагающих Урикско-Ийский грабен и сформированных во внутриконтинентальной обстановке **[1–3]**, обнаруживают существенные отличия. Преобладание магматических пород кислого состава в области источника сноса в бассейн накопления ингашинской свиты, наряду с возрастом детритовых цирконов, из песчаника ингашинской свиты **[3]**, указывает на то, что основным источником обломочного материала в бассейн седиментации этих отложений являлись раннедокембрийские комплексы пород фундамента Сибирского кратона. Различные составы протолитов, установленные для отложений нижней и верхней подсвит далдарминской свиты, показывают, что во время накопления верхней подсвиты далдарминской свиты, наряду с породами Сибирского кратона, преимущественно кислого состава, в области эрозии существовал дополнительный источник обломочного материала основного состава. И, наконец, литогенная природа терригенных отложений ермосохинской свиты, с учетом имеющихся данных о возрасте детритовых цирконов из гравипесчаника ермосохинской свиты **[3]**, свидетельствует о переотложении нижележащих вулканогенно-осадочных пород ингашинской и далдарминской свит в бассейн седиментации ермосохинской свиты.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00764).

[1] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Понамарчук В.А., Станевич А.М.* Урикско-Ийский грабен Присаянского выступа Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // ДАН. 2002. Т. 386. № 1. С. 72–77.

[2] *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Denyszyn S., Pisarevsky S.A., Motova Z.L., Demonterova E.I.* The oldest (~1.9 Ga) metadolerites of the southern Siberian craton: age, petrogenesis, and tectonic setting // Russian Geology and Geophysics. 2018. V. 59. P. 1548–1559.

[3] *Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Донская Т.В., Мотова З.Л., Ванин В.А.* Возрастные уровни и геодинамические режимы накопления докембрийских толщ Урикско-Ийского грабена, юг Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. № 5. С. 17–31.

[4] *Неелов А.Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
[5] *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 497 с.
[6] *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
[7] *Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А.* Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 189–190

ВОЗРАСТ ГНЕЙСОВИДНЫХ ГРАНИТОИДОВ СУЛАРИНСКОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА (БАССЕЙН РЕКИ БУРЕЯ)

Р.О. Овчинников[1], А.А. Сорокин[1], Е.Б. Сальникова[2], Ю.В. Плоткина[2]

[1] Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, roman11021992@mail.ru
[2] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Буреинский континентальный массив является одним из наиболее крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и рассматривается в качестве одной из трех составных частей Буреинско-Цзямусинского супертеррейна **[3]**.

Получение геохронологических, геохимических, изотопно-геохимических данных «реперных» магматических, метаморфических и осадочных комплексов, слагающих рассматриваемый массив, является одним из наиболее рациональных подходов не только к решению проблемы понимания геологической эволюции континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса, но и понимания геологической эволюции этого крупнейшего подвижного пояса Земли в целом.

В этом ключе объектами наших исследований стали магматические образования суларинского комплекса в южной части одноименного массива (в приустьевой части р. Тырма) в центральной части Буреинского континентального массива.

Большая часть Буреинского массива сложена ранне- и позднепалеозойскими, а также раннемезозойскими гранитоидами. При этом критерии отнесения этих гранитоидов к тому или иному комплексу, а также вопросы их возраста остаются предметом дискуссий. Гранитоиды суларинского комплекса относятся к одним из наиболее ранних палеозойских образований в строении этого массива. Считается, что характерным отличительным признаком этих гранитоидов является гнейсовидная структура **[2]**. Приводимые в фондовых материалах **[1]** немногочисленные геохронологические данные варьируются в широких пределах и, видимо, относятся к разным комплексам.

Для получения предварительной информации о возрасте гранитоидов суларинского комплекса нами был использован U-Pb (LA-ICP-MS) метод по цирконам. Исследования выполнены в Геохронологическом центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте лаборатории (http://www.laserchron.org). Конкордантные возрасты (Concordia Ages) рассчитаны в программе Isoplot (version 3.6) **[5]**.

Циркон, выделенный из гнейсовидных гранитов (обр. R-97) суларинского комплекса, представлен полупрозрачными и прозрачными субидиоморфными, реже идиоморфными, часто трещиноватыми кристаллами призматического и короткопризматического облика. Циркон имеет коричневую окраску и пониженное двупреломление, характерное преимущественно для центральных частей зерен. Размер зерен циркона изменяется от 70 до 500 мкм; $К_{удл.}$=2.5–3.0. Для внутреннего строения циркона характерна фрагментарно проявленная осциляторная зональность и низкая интенсивность люминесценции.

Для геохронологических U–Pb исследований было использовано 21 зерно циркона. Изученный циркон характеризуется высокими содержаниями урана (456–1972 мкг/г), его возрастная дискордантность не превышает 5 %. Средняя величина возраста ($^{206}Pb/^{238}U$) изученного циркона составляет 481±5 млн лет, при этом значение СКВО соответствует 4.3, что является достаточно большим для одновозрастной выборки. Несмотря на то, что в цирконах из гранитов суларинского комплекса содержания урана не превышают 2000 мкг/г, нельзя исключать влияние «эффекта матрицы» **[6]**. С другой стороны, можно связать избыточную дисперсию возраста с влиянием возможных потерь радиогенного свинца высокоурановым цирконом в результате нарушения кристалличности циркона, вызванного авторадиацией. В нашем случае в связи с

отсутствием дополнительной информации, позволившей бы выявить причины возрастной дисперсии, мы предполагаем, что возраст цирконов из гранитоидов суларинского комплекса находится в интервале 462–504 млн лет.

Учитывая ранее полученные данные **[4]**, можно установить, что в составе суларинского комплекса оказались объединенными разновозрастные породы, что является прямым следствием отсутствия четких критериев выделения этих комплексов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00103).

[1] *Васькин А.Ф., Дымович В.А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист M-53 (Хабаровск). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.

[2] *Геодинамика, магматизм и металлогения востока России* / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

[3] *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.

[4] *Сорокин А.А., Кудряшов Н.М.* Первые геохронологические свидетельства позднепалезойского гранитоидного магматизма в строении Буреинского террейна (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. 2012. Т. 447. № 5. С. 541–545.

[5] *Ludwig K.R.* Isoplot 3.6. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008. № 4. 77 p.

[6] *Williams I.S., Hergt J.M.* U-Pb dating of Tasmanian dolerites: a cautionary tale of SHRIMP analysis of high-U zircon // Beyond 2000: New frontiers in isotope geoscience. Abstracts and Proceedings / Eds. J.D. Woodhead, J.M. Hergt, W.P. Noble. Lorne, 2000. P. 185–188.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 191–193

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РАННИХ ЭТАПОВ СТАНОВЛЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

В.В. Параев[1], Э.А. Еганов[2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, paraev@igm.nsc.ru, vladilenparaev@yandex.ru
[2] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

В рассмотрение предлагаемой проблемы мы включаем следующие вопросы как важнейшие составные элементы в решении общей темы совещания.

К уточнению термина «эволюция». «Эволюция» с общенаучных позиций означает **необратимое** и (в известной мере) **направленное** развитие. Эволюция (по определению) – это однонаправленный процесс, протекающий в строгом соответствии с *правилами консенсуса сосуществования смежных систем*, когда эгоистические притязания отдельных систем, приводящие к дисбалансу, вызывают адекватные реакции со стороны «соседей». В обобщенном понимании ***эволюция*** (в масштабе планеты) представляет собой результат сочетания различного ранга геологических процессов и явлений, которые *функционально взаимосвязаны* между собой как стройная *согласованность одного – более грандиозного – процесса* (например, история становления планеты). В таком свете ***геодинамическая эволюция литосферы*** – это коренная перестройка лика Земли, ее аккреционно-коллизионные события, связанные, в том числе, и с активностью эндогенных процессов в ядре и мантии **[1]**. Она выражается не только в изменении вещественного состава, но и в комплексном преобразовании конфигураций главных структурных элементов земной коры – материков и океанов (литосферных плит), их географического положения.

Чтобы предметно говорить о *геодинамической эволюции литосферы* (о необратимой направленности ее развития) надлежит (согласно п. 1) охарактеризовать «стартовую точку отсчета». Практически все существующие гипотезы формирования Земли сходятся в одном: образование планет Солнечной системы началось со сгущения газопылевого облака. В вопросах происхождения Земли мы также придерживаемся версии рождения планеты из газопылевого облака. Но заметим, в такой модели явно недостаточно рассматривать процесс сгущения, ограничившись лишь силами гравитации (коллапсом). Во-первых, такое облако представляет собой газопылевую смесь нанодисперсной размерности **[2]**. Во-вторых, вещество в тонкодисперсном состоянии обладает совершенно уникальными физико-химическими свойствами, не характерными для этого же вещества в обычных (стандартных) условиях **[3, 4]**.

Свою версию происхождения и модель образования каменных горных пород (и, следовательно, литосферы) из протопланетного вещества – газопылевого облака – строим, опираясь на «*метод обратного отсчета*», т.е. исходя из современного состава Земли, вычисляя вероятность начального состава протопланетного сгущения. Такой подход представляет собой пример моделирования вероятных геохимических преобразований на пути обособления геосфер и становления планеты из газопылевой массы холодного космического вещества. На догеологической стадии земное вещество находилось еще в виде *полужидкой смеси раствор-расплав.*

Гипотеза формирования планеты из холодного газопылевого сгущения несовместима с представлениями о происхождении геосфер (конкретно литосферы) из горячего расплава за счет лишь гравитационного коллапса. *Особые свойства нанодисперсных систем наглядно показывают, что решение проблемы происхождения и формирования планеты с обособлением и вычленением геосфер нельзя ограничивать только силами гравитации, без учета физико-химических особенностей вещества, находящегося в тонкодисперсном состоянии* **[3, 4]**.

В результате химических реакций образовались алюмосиликаты – основа формирования горных пород. Высокощелочной раствор-расплав кремнезема, глинозема и других минералообразующих компонентов обозначил *следующую ступень* в формировании литосферы. Повторим, тонкодисперсные системы живут по своим – исключительно особым – законам. Главная осо-

бенность (в рамках темы) выражается в их *стремлении к самоорганизации*, когда пара тонкодисперсных частиц (наночастиц) стремится образовать гантель. Множество таких частиц (с высокой степенью агломерации) формирует уже шарообразную структуру (оолиты, конкреции) или рассланцовку (аспидные сланцы). Пределом стремления наночастиц к самоорганизации является кристаллизация. Минерализация полужидкой смеси раствор-расплав приводит к формированию минеральных агрегатов, которые, приобретая *определенный состав и структуру*, могут уже называться «*горными породами*». Последующая минерализация алюмосиликатного (щелочного) раствор-расплав привела, в конечном счете, к разнообразию горных пород литосферы и мантии в их современном понимании. Одна из характерных особенностей первичных горных пород должна быть связана с наличием у них признаков течения, а их минеральный состав, вероятно, был близок к гнейсам. Появлению живого вещества и формированию биосферы должно предшествовать образование литосферы – твердого (каменного) каркаса, т.е. процесс литификации самой планеты.

Такое физико-химическое состояние в полной мере обеспечивало условия минерализации и дальнейшего формирования минеральных агрегатов, которые по структуре и форме существования уже соответствовали понятию «горные породы».

Логично предположить, что на этом начальном этапе формирования (в какой-то период) тело протопланеты еще не было твердым монолитом, т.е. не прошло до конца стадию литификации. Видимо, в это время произошло кардинальное *перераспределение масс* вещества – Земля приобрела свою (ставшую уже привычной) форму сфероида: с избытком материала (в виде выпуклости) на Южном полюсе и углублением (вычетом этого материала) на Северном полюсе, отразившуюся в особенностях строения упомянутых полушарий. Оригинальное объяснение столь специфическому явлению обнаружил Н.А. Козырев. По представлениям причинной или несимметричной механики **[5]** наличие причинных связей из-за гравитационного взаимодействия разных элементов массы планеты, вращающихся с различными линейными скоростями, вызывает появление дополнительных сил. Они связаны с «ходом времени», который проявляется, в частности, в дополнительных деформациях планеты.

Поскольку в полярных областях линейная скорость вращения (**v**) меньше некоторой эффективной линейной скорости ($\overline{v}$) вращения всей массы Земли (т.е. $v < \overline{v}$), в полярных областях обоих полушарий действует дополнительная сила ($\Delta\mathbf{Q}$), направленная на юг. В то же время в каждом полушарии есть параллель, где $v = \overline{v}$ и, следовательно, $\Delta\mathbf{Q}$=0. Под действием таких сил фигура протопланеты (еще не литифицированного сфероида) приняла форму *кардиоиды*, «выпуклостью» к югу и «выемкой» на севере (как это было обнаружено соответствующими измерениями также у Юпитера и Сатурна). Такое «перераспределение масс» сохранилось и в современной фигуре Земли: в пределах Северного полярного круга расположена впадина – акватория Ледовитого океана, Южный полярный круг представлен «выпуклостью» Антарктиды. Подробности физико-математического обоснования этого эффекта читатель может найти в работах Н.А. Козырева **[5]** и И.А. Егановой **[6]**.

Дальнейшие физико-химические преобразования протовещества привели к всеобщей литификации, формированию планеты типа Пангея или гипотетического Южного суперконтинента. Первичная энергия гравитационного сжатия (коллапса), аккумулированная в сверхплотном веществе протопланеты, постепенно реализуется в работу его преобразования и перераспределения (формирование земных оболочек). Фазовые переходы преобразований протовещества протекают в направлении снижения его плотности, а увеличивающийся при этом объем земного шара разрывает первичную кору на отдельные гигантские блоки — «материки».

О последующем механизме *геодинамической эволюции литосферы*. Существует много моделей по объяснению движения литосферных плит и формирования крупных тектонических элементов земной коры. Практически все они опираются на идеи и представления о конвекционных процессах в глубинных областях планеты. Доминирует *новая глобальная тектоника*», или «*тектоника литосферных плит*» **[7]**. Позже появилась «*плюмовая тектоника*», опирающаяся на представления о «подлитосферных потоках», – высокоэнергетических струях (плюмов) и неисчерпаемости (?!) эндогенной энергии (ядра и мантии). Однако с мобилистских позиций (развитие теплофизических идей и конвекционных потоков вещества в мантии) *феномен упорядоченности структуры* современного лика Земли практически не объясним.

Предлагается взглянуть на кинетику глобального тектогенеза с позиций представлений физики о планетарных силах, действующих на геологические тела. Они соответствуют механизму универсального масштаба, постоянно действующего в геологическом времени и про-

странстве, связанному с вращением Земли и ее ролью сателлита в составе Солнечной системы. Основные положения действующих сил глобальной тектоники изложены нами в **[8]**.

Предлагаемый вариант модели геодинамической эволюции литосферы объясняет особенности тектонической активности, пространственно-временных реконструкций и строения не только Центрально-Азиатского складчатого пояса, но и других крупных элементов земной коры – феномен современного лика Земли в целом.

[1] *Параев В.В., Еганов Э.А.* К вопросу об употреблении термина «эволюция» и лженауке // Уральский геологический журнал. 2018. № 6 (122). С. 3–17.

[2] *Богатиков О.А.* Неорганические наночастицы в природе // Вестник Российской академии наук. 2003. Т. 73. № 5. С. 426.

[3] *Молчанов В.И., Параев В.В., Еганов Э.А.* Нанодисперсность – обязательное условие преобразования геосфер (как переходная форма в эволюции земного вещества) // Журнал проблем эволюции открытых систем. 2007. Т. 1. Вып. 9. С. 64–77. http://sites.google.com/site/peosrussian/

[4] *Молчанов В.И., Параев В.В., Еганов Э.А.* Эволюция земного вещества на ранней стадии формирования планеты // Уральский геологический журнал. 2009. № 2. С. 3–15.

[5] *Козырев Н.А.* Причинная или несимметричная механика в линейном приближении // Избранные труды. Л.: Изд-во ЛГУ, 1991. С. 232–287.

[6] *Еганова И.А.* Природа пространства – времени. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. 271 с.

[7] *Новая глобальная геотектоника* (тектоника плит). М.: Мир, 1974. 471 с.

[8] *Параев В.В., Еганов Э.А.* Эволюция Земли как космогенный императив: научно-философский аспект проблемы. Saarbrücken, LAP LAMBERT Academic Publishing, 2012. 176 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 194–195

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРУКТУРНОГО СОСТОЯНИЯ РЕЛИКТОВ F-Ca (ФЛЮОРИТОВОГО) РАСПЛАВА В РИОЛИТАХ: ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ ФЛЮОРИТА

И.С. Перетяжко, Е.А. Савина, А.Н. Сапожников, Р.Ю. Шендрик

Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, pgmigor@mail.ru

Изучались процессы образования флюорита в раннемеловых риолитах Нилгинской депрессии (Центральная Монголия). На одном участке риолитового покрова (флюоритовой горке) встречаются окрашенные в разные оттенки сиреневого цвета породы, содержащие до 30–36 мас. % флюорита в агрегатах зерен субмикронных – микронных размеров и более крупных выделениях, которые мы называем F-Ca фазой **[1]**. Методом локального LA-ICP-MC анализа определены содержания примесных элементов в F-Ca фазе (реликте F-Ca расплава) из матрикса пород и первичных включений в кварце. Получены данные по рентгенофазовому анализу обогащенных CaF_2 риолитов, ИК-, КР-спектрометрии и конфокальной лазерной люминесценции F-Ca фазы, а также LA-ICP-MS анализы силикатных стекол из расплавных включений в кварце.

Для пород флюоритовой горки (обычных риолитов и обогащенных CaF_2 разновидностей) характерны большие вариации концентраций Sr (14–892 ppm) и Rb (118–241 ppm), но при этом значения их изотопных отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ лежат на одной изохроне – 120.0±3.0 млн лет **[2].** Ни одна из моделей магматической кристаллизации флюорита в гаплогранитных расплавах либо субсолидусной постмагматической и гидротермальной флюоритизации не объясняет происхождение обогащенных флюоритом риолитов. Текстурные особенности и данные по расплавным включениям в минералах пород флюоритовой горки свидетельствуют о явлениях фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в риолитовой магме **[1]**. На основании экспериментальных данных по растворимости CaF_2 в гаплогранитных расплавах предполагается, что локальное увеличение концентрации F до 1–2 мас. % в Ca-содержащем риолитовом расплаве привело к появлению обособлений F-Ca (флюоритового) расплава. В результате этого могла образоваться микроэмульсия силикатного и F-Ca несмесимых расплавов, а после излияния магмы, содержащей небольшую по объему область такой микроэмульсии, формировались флюоритсодержащие риолиты. Следствием фторидно-силикатной жидкостной несмесимости было перераспределение элементов-примесей (REE, Y, Sr, P, Zr, Hf, Ta, Nb, Sc, Li, Be и Rb) между риолитовым и F-Ca расплавами.

Изучение реликтов F-Ca расплава в матриксе пород и в расплавных включениях показало, что явления фторидно-силикатной несмесимости происходили на разных этапах магматической эволюции – от роста вкрапленников минералов в риолитовом расплаве до его стеклования при субсолидусных температурах. Силикатный и F-Ca расплавы находились в текучем состоянии на стадии формирования матрикса обогащенных CaF_2 риолитов. При формировании матрикса пород происходила дегазация риолитового расплава. Наличие брекчированных риолитов с F-Ca цементом и секущими F-Ca прожилками указывает на эксплозивные (взрывные) явления в потоке дегазирующей магмы на стадии ее излияния, вероятно, вызванные локальным повышением флюидного давления в областях, где накапливалась микроэмульсия риолитового и F-Ca расплавов. В смеси микроэмульсии и газовой флюидной фазы происходил рост идиоморфных микролитов кварца и санидина. Обсуждаются возможные причины высокой подвижности и низкой вязкости смеси расплавов с флюидными пузырями на стадии излияния риолитовой магмы.

При закаливании F-Ca расплава образовалась F-Ca фаза, состоящая из зерен флюорита субмикронных размеров, а после стеклования риолитового расплава и девитрификации кислого стекла формировались кварц-санидиновые симплектиты. Для F-Ca фазы характерны повышенные концентрации O, Sr, LREE, Y, Si, иногда Sc, P и Al. Увеличение концентрации O в F-Ca фазе до 5–7 мас. % сопровождается снижением F от 38 до 34 мас. % при сохранении близкого для идеального флюорита количества Ca (51 мас. %). Такие вариации состава указывают на

изоморфное замещение $O^{2-} \rightarrow F^{-}$ в структуре флюорита. В результате этого во флюорите образовались агрегаты кислород-дефектных центров, которые под воздействием лазера с длиной волны 220–405 нм вызывают люминесцентное свечение F-Ca фазы в риолитах. В локальных областях F-Ca фазы диаметром 2–3 мкм получены конфокальные спектры люминесценции различной интенсивности, но близкой формы с максимумами около 500 и 560 нм.

Большая дисперсия содержаний REE, Y, Sr, Th, Nb, Ta, Zr и Hf (на несколько порядков) в F-Ca фазе связана с ее изменениями под воздействием флюида, который выделялся при дегазации риолитового расплава. Субмикронные зерна флюорита в F-Ca фазе при взаимодействии с флюидом постепенно очищались от примесных элементов (кроме Sr). Процесс преобразования F-Ca фазы сопровождался значительными изменениями не только ее состава, но и агрегатного состояния. При появлении и усилении в породах интенсивности сиреневого окрашивания F-Ca фазы значения ее рентгеновских параметров (FWHM пика 220 флюорита и CSR) приближаются к эталонным для кристаллов флюорита. Это означает, что зерна флюорита субмикронных размеров в F-Ca фазе при взаимодействии с флюидом очищались от примесей и постепенно преобразовывались в более крупные и лучше раскристаллизованные, по рентгеновским свойствам, выделения флюорита. На КЛ-изображениях матрикса пород также видно, как в F-Ca фазе поздней генерации формировались агрегаты из куб-октаэдрических кристаллов флюорита с ростовой зональностью. В результате воздействия флюида на матрикс обогащенных CaF_2 риолитов в крупных вкрапленниках K-Na санидина произошел полный распад твердого раствора полевого шпата на альбит и К-санидин (по данным рентгенофазового анализа).

Предполагается метастабильное переохлажденное состояние F-Ca расплава в окислительных условиях при извержении риолитовой магмы. На примере риолитов Нилгинской депрессии показано, что флюорит и сопутствующая ему рудная минерализация (минералы группы монацита, церианит) формировались из F-Ca расплава с повышенными концентрациями REE и Y. Реликты жидких фторидных фаз, в т.ч. F-Ca расплава, обнаружены либо предполагались ранее в онгонитах, щелочных гранитах, пегматитах и связанных с ними рудных месторождениях, риолитах, мантийных ксенолитах, щелочных лавах и карбонатитах **[1]**. Таким образом, фторидно-силикатная несмесимость, при которой образуется F-Ca (флюоритовый) расплав, характерна для обогащенных фтором магм различного состава. Следовательно, во многих изверженных породах и рудах магматического происхождения флюорит может быть продуктом закаливания и последовательных преобразований F-Ca расплава.

[1] *Перетяжко И.С., Савина Е.А., Карманов Н.С., Дмитриева А.С.* Несмесимость фторидно-кальциевого и силикатного расплавов в трахириолитовой магме: данные изучения кислых вулканитов Нилгинской депрессии в Центральной Монголии // Петрология. 2018. Т. 26. № 4. С. 400–425.

[2] *Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И.* Трахибазальт-трахит-трахириолитовый раннемеловой вулканизм Нилгинской депрессии (Центральная Монголия): источники и эволюция состава магм в условиях континентального рифтогенеза // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 2101–2128.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 196–198

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ U-PB-HF ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ ПО ОБЛОМОЧНЫМ ЦИРКОНАМ (НА ПРИМЕРЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

Н.С. Прияткина

Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, nadezhda.priyatkina@gmail.com

Комплексные U-Pb-Hf исследования обломочных цирконов являются мощным инструментом для расшифровки эволюции осадочных бассейнов и фрагментов континентальной коры разного масштаба. В то же время геологическая интерпретация U-Pb-Hf изотопных данных (как, впрочем, и Sm-Nd) не всегда однозначна и должна учитывать целый ряд ограничений, чему уже был посвящен ряд работ **[1–3]**.

В магматических породах изотопный состав Hf в цирконах может быть представлен диапазоном значений, поэтому, в отличие от валового анализа Nd, как правило, позволяет более детально охарактеризовать состав смешанных компонентов магмы, а главное, зафиксировать сам факт присутствия смешанного источника **[4–6]**.

Сегодня геохронологические исследования обломочных цирконов направлены в основном на решение двух типов задач (помимо стратиграфической задачи – определения максимального возраста осадконакопления): (1) установление источника сноса конкретных осадочных бассейнов **[7]**, (2) характеристика участков погребенной коры на основе изучения продуктов ее размыва **[8]**. Каждая из задач подразумевает использование определенной методики. В первом случае интерпретация данных проводится с учетом данных о палеотечениях и сравнения спектров распределения возраста обломочных цирконов с базами данных возраста магматических и метаморфических образований предполагаемых питающих провинций. При решении этой задачи данные об изотопном составе Hf в цирконе могут служить ценным дополнительным параметром для сопоставления отложений с предполагаемым источником сноса. При этом, в случае отсутствия сведений об изотопном составе Hf в комплексах питающей провинции, допустимо совместить данные по εNd (T) и εHf (T), используя пересчет по формуле εHf=1.36εNd+2.95 **[9]**. Во втором типе задач анализируются отложения с заведомо известным источником сноса, например молассой. Цель таких исследований состоит в том, чтобы определить полные временные интервалы магматических или метаморфических событий в конкретном регионе, устанавливаемые *in situ* лишь фрагментарно. Стоит учитывать, однако, что и цирконовая летопись не может считаться абсолютно полной, поскольку цирконы кристаллизуются не во всех типах магм **[10]**, а также не во всех тектонических обстановках цирконы одинаково успешно сохраняются **[11]**.

Данные по U-Pb-Hf изотопным составам обломочных цирконов представляются, как правило, с помощью диаграммы возраст – эпсилон гафния, рассчитанный на время кристаллизации (εHf (T)), где статистически значимые скопления фигуративных точек в англоязычной литературе часто называют «hafnium arrays». Их различные типы иногда соотносят со скоростью переработки коры или используют для общей классификации складчатых поясов или их систем **[12, 13]**.

Как правило, в первом приближении различимы кластерные и вертикальные типы распределений (последние, однако, при детальной визуализации могут оказываться многокластерными). Оба этих типа хорошо видны на примере палеопротерозойских популяций цирконов из мезо- и неопротерозойских песчаников Восточно-Анабарского бассейна и Бирюсинского Присаянья **[14, 15]**. Зачастую кластерные распределения соответствуют пикам гранитоидного магматизма А-типа и формирования чарнокитов, как, например, в Ангарском поясе западной окраины Сибирского кратона на этапе 1800–1750 млрд лет. Примером вертикальных распределений изотопных составов Hf могут служить популяции цирконов с возрастом ≈2.00–1.90 млрд лет и ≈1.90–1.85 млрд лет из протерозойских песчаников Восточно-Анабарского бассейна и Бирюсинского Присаянья (см. рис. 12b и 13a в **[14, 15]**), являющиеся в обоих случаях, вероятнее всего, продуктами размыва близлежащих S- и I-гранитоидных массивов или их аналогов.

Чтобы проанализировать вертикальные распределения, связанные со смешением компонентов магм, бывает полезно детально визуализировать данные и отстроить плотностные облака концентрации точек составов, например с помощью программных пакетов ioGAS или MATLAB. В этом случае часто наблюдаются довольно сложные распределения точек в пространстве возраст – εHf (T), где на каждом конкретном интервале корообразующего процесса происходит мобилизация одного или нескольких источников магматизма на различных литосферных уровнях (рис. 12 и 13 в **[14, 15]**).

Между тем дальнейшая интерпретация таких данных должна проводиться с большой осторожностью. Так, например, не всегда корректным оказывается утверждение о том, что ювенильные цирконы (с положительными значениями εHf (T)) происходят из мантийных источников, а изотопно-зрелые (с отрицательными значениями эпсилон εHf (T)) из коровых, поскольку как мантия, так и континентальная кора могут характеризоваться различной степенью изотопной зрелости. Другой проблемой на пути интерпретации U-Pb-Hf данных является использование модельного возраста, что так же подробно обсуждается в работе Дж. Пэйна с соавторами **[2]**. Использование осложняется за счет двух главных факторов: 1) возможного попадания точек изотопных составов на линию смешения (это, впрочем, иногда возможно преодолеть путем получения статически значимых массивов данных и анализа плотности их распределения); 2) неизвестного Lu/Hf в источнике магмы.

Наконец, отдельного внимания требует интерпретация данных U-Pb-Hf изотопных составов обломочных цирконов из пород, подвергшихся метаморфизму. Во-первых, даже путем использования довольно жестких фильтров по дискордантности (5 или 10 %) не всегда удается избавиться от зерен с кажущимся возрастом, точки составов которых визуально близки к линии конкордии, но не находятся на ней (например, зерна с возрастом 2.7–2.2 млрд лет в протерозойских песчаниках из Восточно-Анабарского бассейна **[16]**). Изотопные составы Hf таких зерен формирует тренд, схожий с трендом эволюции среднего состава континентальной коры, но с более крутым уклоном, соответствующим Lu/Hf=0 **[17]**. Во-вторых, если циркон сформировался в ходе высокотемпературного метаморфического процесса, его изотопные характеристики наследуют характеристики метаморфогенного флюида **[18, 19 и др.]**, что также необходимо учитывать при интерпретации массива данных.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00521).

[1] *Arndt N., Goldstein S.* Use and abuse of crust-formation ages // Geology. 1987. V. 15. P. 893–895.

[2] *Payne J.L., McInerney D.J., Barovich K.M., Kirkland C.L., Pearson N.J., Hand M.* Strengths and limitations of zircon Lu-Hf and O isotopes in modelling crustal growth // Lithos. 2016. V. 248–251. P. 175–192.

[3] *Roberts N.M.W., Spencer C.J.* The zircon archive of continent formation through time // Geological Society, London, Special Publication. 2015. V. 389. P. 197–225.

[4] *Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X.* Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes // Lithos. 2002. V. 61. P. 237–269.

[5] *Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J., Foster G.L., Paterson B.A., Woodhead J.D., Hergt J.M., Gray C.M., Whitehouse M.J.* Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon // Science. 2007. V. 315. P. 980–983.

[6] *Yang J.-H., Wu F.-Y., Wilde S., Xie L.-W., Yang Y.-H., Liu X.-M.* Tracing magma mixing in granite genesis: in situ U–Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2007. V. 153. P. 177–190.

[7] *Купцова А.В., Худолей А.К., Дэвис В., Рейнбирд Р.Х., Молчанов А.В.* Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из верхнепротерозойских отложений восточного склона Анабарского поднятия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. № 3. С. 13–29.

[8] *Abati J., Aghzer A.M., Gerdes A., Ennih N.* Insights on the crustal evolution of the West African Craton from Hf isotopes in detrital zircons from the Anti-Atlas belt // Precambrian Research. 2012. V. 212–213. P. 263–274.

[9] *Vervoort J.D., Patchett P.J., Blichert-Toft J., Albarède F.* Relationships between Lu–Hf and Sm–Nd isotopic systems in the global sedimentary system // Earth and Planetary Science Letters. 1999. V. 168. P. 79–99.

[10] *Belousova E., Griffin W., O'Reilly S.Y., Fisher N.* Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 143. P. 602–622.

[11] *Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B.* The continental record and the generation of continental crust // Geological Society of America Bulletin. 2013. V. 125. P. 14–32.

[12] *Collins W.J., Belousova E.A., Kemp A.I.S., Murphy J.B.* Two contrasting Phanerozoic orogenic systems revealed by hafnium isotope data // Nature Geoscience. 2011. V. 4. P. 333–337.

[13] *Spencer C.J., Kirkland C.L., Prave A.R., Strachan R.A., Pease V.* Crustal reworking and orogenic styles inferred from zircon Hf isotopes: Proterozoic examples from the North Atlantic region // Geoscience Frontiers. 2019. V. 10. P. 417–424.

[14] *Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A., Zastrozhnov D., Ershova V., Chamberlain K., Shatsillo A., Proskurnin V.* The Proterozoic evolution of northern Siberian craton margin: a comparison of U–Pb–Hf signatures from sedimentary units of the Taimyr orogenic belt and the Siberian platform // International Geology Review. 2017. V. 59. P. 1–25.

[15] *Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Letnikova E.F., Huang H.-Q.* The Neoproterozoic evolution of the western Siberian craton margin: U-Pb-Hf isotopic records of detrital zircons from the Yenisey ridge and the Prisayan uplift // Precambrian Research. 2018. V. 305. P. 197–217.

[16] *Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang H.-Q.* Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian craton: Characterizing buried crust of the basement // Precambrian Research. 2016. V. 285. P. 21–38.

[17] *Guitreau M., Blichert-Toft J.* Implications of discordant U–Pb ages on Hf isotope studies of detrital zircons // Chemical Geology. 2014. V. 385. P. 17–25.

[18] *Zeh A., Gerdes A., Will T.M., Frimmel H.E.* Hafnium isotope homogenization during metamorphic zircon growth in amphibolite-facies rocks: Examples from the Shackleton Range (Antarctica) // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2010. V. 74. P. 4740–4758.

[19] *Zheng Y.-F., Wu Y.-B., Zhao Z.-F., Zhang S.-B., Xu P., Wu F.-Y.* Metamorphic effect on zircon Lu–Hf and U–Pb isotope systems in ultrahigh-pressure eclogite-facies metagranite and metabasite // Earth Planetary Science Letters. 2005. V. 240. P. 378–400.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 199–200

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ

М.О. Рампилов, Г.С. Рипп, И.А. Избродин, А.А. Савченко, Е.И. Ласточкин

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, rampilov@ginst.ru

Целью исследований было изучение проблемы источников вещества и флюидов вольфрамовых месторождений путем привлечения изотопных методов.

По изотопному составу сульфидной серы среди вольфрамовых месторождений выделяется две группы. В одной из них сера ложится в границы мантийного источника, нередко имеет отрицательные значения $\delta^{34}S$. В некоторых месторождениях (Бом-Горхон, Байба) сера изотопно несколько тяжелее. В группе кварц-шеелитовых месторождений сера изотопно утяжелена и близка к значениям в породах континентальной коры.

Величины $\delta^{18}O$ в изученных месторождениях укладываются в интервал значений от вольфрамита-шеелита до кварца. По степени обогащения тяжелым изотопом образуется ряд: апатит, берилл, калиевый полевой шпат, слюды, триплит, гельвин, и карбонаты, хлорит. Относительно молибденового этапа фиксируется обогащение тяжелым кислородом минералов вольфрамового этапа. На Булуктаевском месторождении величина $\delta^{18}O$ в кварце молибденоносных прожилков равна 7.4 ‰, в вольфрамитовых минералах – 8.6 ‰. На Джидинском месторождении она составляет соответственно 5.9 и 8.1 ‰. Кроме кварца подобная тенденция фиксируется для мусковита и калиевого полевого шпата. Кварц и вольфрамовые минералы по составу кислорода концентрируются в четыре группы. Наиболее легкий кислород (в основном ниже 10 ‰) характерен для молибден-вольфрамовых месторождений (Джидинское, Булуктаевское), близкие к ним значения имеют месторождения Бом-Горхон и Букука. Изотопно тяжелее кислород на вольфрамитовых месторождениях Байба, Шерловая Гора, Антонова Гора, а наиболее тяжелый – в кварц-шеелитовых проявлениях и золото-шеелитовом месторождении.

В минералах рудного этапа наибольшие значения $\delta^{18}O$ у кварца, меньше они в слюдах и калиевом полевом шпате, а наименьшие – в вольфрамите, триплите, шеелите и апатите. Различия $\delta^{18}O$ сосуществующих кварца и вольфрамита варьируются в интервале 8.0–9.6 ‰, в паре кварц – полевой шпат Холтосонского месторождения – в пределах 1.2–2.3 ‰.

Составы кислорода и углерода на Джидинском и Булуктаевском месторождениях ложатся в поле PIC, типоморфное для мантийной углекислоты. При этом родохрозит, образовавшийся раньше анкерита, имеет более легкий углерод. Легкие кислород и углерод установлены в кальците, выделившемся на завершающем этапе рудообразования. Кальцит Ангокитского месторождения имеет типично коровые значения кислорода (20.3 ‰) и углерода (–2.4 ‰), обусловленные контаминацией вмещающими осадочными карбонатными породами.

Контрастно отличается кислород шеелитов из вольфрамитовых и кварц-шеелитовых месторождений. В первых шеелит является вторичным и образовался по вольфрамиту, унаследовал изотопно-легкий кислород. Существенно более тяжелый состав кислорода в шеелитовых месторождениях, а наиболее тяжелый обнаружен на Ирокиндинском золото-шеелитовом месторождении. В грейзенах он близок к составу магматического источника. Для месторождений Джидинского рудного поля это подтверждается составом водорода из гидроксильной воды мусковита (δD=–84.8 и –83.3 ‰).

Большая часть значений δD изученных месторождений характеризуется деплетированностью дейтерием, свидетельствующей об участии в процессах минералообразования воды метеорного источника. Определения состава водорода, выполненные на Спокойнинском месторождении **[1]**, также характеризуются деплетированностью дейтерием. И только кристаллизационная вода в слюдах из грейзенов Холтосонского и Первомайского месторождений, фиксирующих начальную стадию рудообразования, лежит в границах мантийного источника (–78.8 … –84.8 ‰ δD).

Магматические породы, с которыми ассоциируют вольфрамовые руды, изучены на Джидинском месторождении. Гранит-порфиры Первомайского массива, предваряющие молибденовое оруденение и дайки меланократовых сиенитов, предшествовавшие формированию вольфрамовых руд, характеризуются обогащенностью легким изотопом кислорода (соответственно около 5 и 4 ‰ $\delta^{18}O$), пониженными первичными изотопными отношениями стронция (Sr_0 – 0.704–0.705) и значениями εNd (0.9…–1.1), ложащимися на тренд эволюции мантийного источника. В гранитоидных массивах Западного Забайкалья **[2, 3]** значения $\delta^{18}O$ варьируются в основном в интервале 10–14 ‰. Изотопная облегченность кислорода установлена в гранитах, сопровождающихся молибденовым и вольфрамовым оруденением, – на Харитоновском **[3]**, Первомайском (3.8–6.7 ‰), Жарчихинском (6.2–6.5 ‰), Тамирском (3.8–5.8 ‰) участках. Облегчение могло быть обусловлено изменением гранитов на постмагматическом этапе в результате воздействия флюидов с участием воды метеорного происхождения.

Изотопные исследования показали существенное различие источников вещества позднепалеозойских и мезозойских вольфрамсодержащих месторождений. В образовании объектов мезозойского этапа, формировавшихся в рифтогенных обстановках, отчетливо фиксируется участие мантийного источника флюидов. Для позднепалеозойского этапа, сопровождавшегося образованием существенно шеелитовых проявлений, характерно преобладание существенно корового источника вещества и флюидов.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00129) и президента РФ (МК-1014.2019.5).

[1] *Матвеева С.С., Спасенных М.Ю., Сущевская Т.М., Бочков А.Ю., Игнетье А.В.* Геохимическая модель формирования Спокойнинского вольфрамового месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 2. С. 125–147.

[2] *Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M. et al.* Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // Lithos. 2011. V. 125. P. 845–874.

[3] *Wickham S.M., Alberts A.D., Zanvilevich A.N., Litvinovsky B.A., Bindeman J.N., Schanble E.A.* A stable isotope study of anorogenic magmatism in East Central Asia // Journal of Petrology. 1996. V. 37. P. 1063–1095.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 201

РУССКАЯ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ТЕРМИНОЛОГИЯ

Д.Н. Ремизов

Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, dnr1957@yandex.ru

Работа автора в научно-редакционном совете «Роснедра» по приемке государственных геологических карт РФ показала абсолютную неприемлемость существующего терминологического дуализма в сфере государственного геологического картографировании. Одновременное использование терминов тектоники литосферных плит и геосинклинальной концепции приводит исполнителей к непониманию, часто полному, истории геологического развития картируемой территории и, как следствие, ошибочной интерпретации ее геологического строения и оценке перспектив рудоносности. Кроме того, весьма часто проявляется желание к изобретению новых терминов или возрождению давно забытых (естественно – в геосинклинальной интерпретации). Существуют и избыточные термины. Есть еще одна очевидная проблема – множество географических названий одного и того же геотектонического элемента (или его частей), например: Центрально-Азиатский, Монголо-Охотский, Урало-Охотский, Урало-Монгольский и т.п. подвижные пояса, что затрудняет понимание, о чем, собственно, идет речь. Авторы, как правило, не затрудняют себя пояснениями, а общая система названий отсутствует. В плане подготовки госгеолкарт РФ этот аспект оказывает крайне негативный эффект.

В докладе рассмотрены некоторые базовые геотектонические термины и их соотношения: кратон; континенты, микроконтиненты и террейны; плиты и платформы; подвижный пояс, складчатый пояс, складчато-надвиговый ороген (пояс), аккреционный ороген, аккреционно-коллизионный ороген, коллизионный ороген, коллизионная система; островодужная система. За основу предлагается взять превалент основных геодинамических процессов, т. е., если базовым процессом является, например, субдукция, то его следствия, такие как структуры активных континентальных окраин – островные дуги, задуговые и преддуговые бассейны, образующие островодужные системы; вулканоплутонические пояса андийского типа, аккреционные призмы и т.д., должны определяться в рамках этого процесса четкими терминами. Но из практики расшифровки палеогеодинамических обстановок следует, что этот вопрос далеко не всегда может быть решен. Тем не менее в настоящее время мы имеем большой арсенал аналитических и теоретических средств для решения этой задачи. Из этого следует, что в рамках программы государственного геологического картографирования именно решение геоисторических задач должно быть одной из основных ее целей, поскольку без понимания истории геологического развития региона невозможна интерпретация геологического строения и, как следствие, невозможна достоверная оценка его минерагенического потенциала.

Крайне важна четкость формулировок и точность применения терминов. В этой связи предлагается проект по созданию терминологического справочника с однозначными определениями базовых геотектонических и геодинамических терминов с позиции современной геологической теории (новой глобальной тектоники, актуалистической геодинамики) на основе широкого профессионального обсуждения. Это также повысит качество подготовки геологических кадров в вузах. С учетом практически полного выпадения как минимум двух поколений геологов из процесса эволюции кадрового состава исполнителей самое печальное обстоятельство состоит в том, что в большинстве вузов, в том числе крупнейших, в явной и неявной форме ведется преподавание, основанное на постулатах геосинклинальной концепции при использовании соответствующей терминологии и, главное, идеологии.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 202–204

ЭВОЛЮЦИЯ ТИМАНО-УРАЛЬСКОГО КРАЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ – ПЕРМИ

Д.Н. Ремизов[1], Е.В. Хаин[2], А.А. Федотова[2]

[1] Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, dnr1957@yandex.ru
[2] Москва, Геологический институт РАН

То, что, по крайней мере, с рифея формирование континентальной коры идет за счет наращивания архейско-раннепротерозойских «ядер» континентов путем аккреции внутриокеанических объектов, включая и аккрецию последних к микроконтинентам с древней корой с последующей их агломерацией с континентальными ядрами, вполне очевидно; вопрос состоит в детализации этого процесса в каждом конкретном случае. История Тимано-Уральской окраины Восточно-Европейского палеоконтинента (ВЕК) является одним из таких случаев, и начинается она с океанической истории фундамента Тимано-Печорской плиты (ТПП). Далее докембрийская часть этой окраины называется Тиманской, а палеозойская – Уральской.

Данные по возрасту и составу магматитов фундамента ТПП не слишком обширны **[1–3]**, однако позволяют сделать важные выводы. Ранее нами отмечалось наличие в фундаменте ТПП магматитов островодужного и коллизионного генезиса **[4, 5]**. Мы предполагаем, что комплекс метаморфических формаций Харбейско-Марункеуской зоны Полярного Урала (далее – Харбей) и метабазит-гипербазитовые комплексы Хордъюсско-Дзеляюской зоны (далее – Дзела) относятся к сложной островодужно-коллизионной системе фундамента ТПП, сформированного в позднем рифее – венде.

Наблюдается достаточно отчетливое удревнение «островодужных» датировок в северо-восточном направлении от Припечорской сутуры в фундаменте ТПП от 594.8±14.0 млн лет (1-Прилукская), 578±8 млн лет (Дзела) **[6]**, 618±6 млн лет (2-Веяк) до Енганепэ (670±5 млн лет) **[7]**. Это означает, что в интервале 670–580 млн лет шло формирование энсиматической островодужной системы с последовательностью островных дуг и задуговых бассейнов. Габброиды 1-Денью определенно энсиматические, а интрузивная серия скважины 1-Новая (565±8 млн лет) имеет характеристики магматизма задугового бассейна. Энсиматическая дуга закладывается на океанической коре, что означает контакт океанической коры разного возраста – более древней со стороны Тиманской окраины ВЕК, что следует из ее пассивного характера. Возможен вариант проникновения зоны субдукции из древнего океана в акваторию молодого океана по модели островодужной системы Скоша. Важно то, что в тылу Тимано-Печорской островодужной системы не было континента и тиманская аккреция не была межконтинентальной коллизией.

В структуре Харбея присутствуют однозначно интерпретируемые формации Сядатинской островной дуги позднерифейско-вендского возраста, обрамляющие более древнюю Няровейскую дугу и метавулканиты (?), вероятно Париквасьшорского задугового бассейна, в ее центральной части. Стратиграфическую последовательность Харбея от нижнего протерозоя до венда по **[8]** следует рассматривать в качестве аккреционной структуры тиманид рифейско-вендского возраста, разрушенной при рифтогенезе в позднем кембрии – раннем ордовике и переработанной в коллизионной призме в ходе уральской коллизии. Таким образом, «стратиграфическая колонка» **[8]** Харбея представляет собой латеральный ряд одновозрастных внутриокеанических формаций, тектонически совмещенных в ходе тиманской аккреции, а не вертикальную последовательность, что было нами показано в **[9]**.

Коллизионные гранитоиды в фундаменте ТПП появляются в интервале 567–551 млн лет, причем омоложение датировок идет с юго-запада на северо-восток. Возраст завершения тиманской аккреции фиксируется гранитоидами Харбея, большинство датировок которых дает интервал 535–538 млн лет **[10]**. Таким образом, формирование фундамента ТПП – это процесс развития энсиматической островодужной системы типа современного Филиппинского или Южно-Фиджийского моря с рядом отмерших дуг и задуговых бассейнов, заложившейся

как минимум 670 млн лет назад и затем последовательно аккретированой к пассивной окраине ВЕК.

Дальнейшая история региона началась практически сразу после аккреции позднедокембрийских островодужных систем – в позднем кембрии закладывается зона субдукции, падающая под континентальную окраину, и формируются островные дуги и задуговые бассейны Уральского «палеоокеана» – серия крупных задуговых бассейнов с корой океанического типа, вероятно «отгороженных», поскольку раннепалеозойские островные дуги имеют отчетливо энсиматический характер. Уральский край ТПП подвергся рифтогенезу, дроблению, и сформировалась пассивная окраина крупного задугового бассейна с фрагментами фундамента ТПП в качестве рифтовых «выступов» и «банок» в структуре этой окраины (Дзела, Харбей, Марункеу, Енганепэ, Центрально-Уральская зона, докембрий Пай-Хоя).

Палеозойская история Полярного и Приполярного Урала вполне очевидна и состоит в аккреции (возможно – агломерации в субконтинент казахстанского типа) островодужных систем и последующей межконтинентальной коллизии. Главная проблема здесь состоит в определении характера этой окраины как океанической либо как крупного задугового бассейна. В пользу последней версии говорят следующие факты, и основной из них – после формирования Войкаро-Сыньинских офиолитов (490 млн лет **[11]**) магматизм энсиматической дуги имел место уже в позднем ордовике (габбро Кэршора, 450 млн лет **[12]**), что невозможно через 30–40 млн лет (по имеющемся аналитическим данным – 32 млн лет) после континентального рифтогенеза. В составе осадочных толщ пассивной окраины присутствуют кремнисто-черносланцевые толщи (черногорская серия O_2-C_1), что говорит о замкнутости бассейна, а обилие кремней (радиоляритов) в молассе Предуральского прогиба свидетельствует о глубоководности бассейна и поддерживает версию о его отгороженности. Девонский рифтогенез на пассивной окраине ВЕК (в фунтаменте ТПП) может быть объяснен только рассеянным задуговым спредингом. Таким образом, вплоть до позднего девона зона субдукции падала на запад и северо-запад в современных координатах.

Закрытие Палеоазиатского океана началось с агломерации островных дуг в океане или к окраине Сибири, или в последовательности этих процессов, в позднем девоне, когда в Щучьинской структуре появляются молассы с обломками габбро и гипербазитов островодужного происхождения. По всей видимости, давление агломерации островодужных образований и Сибирского палеоконтинента в девоне привело к возникновению зоны субдукции северо-восточного падения. Закрытие Уральского палеобассейна в перми стало последним событием в истории Восточно-Европейского края Палеоазиатского океана.

Наличие аккреционной системы фундамента ТПП сыграло, на наш взгляд, решающую роль в рудоносности Полярного и Приполярного Урала. В отличие от более южных районов Урала, здесь нет крупных месторождений рудных полезных ископаемых. Интерпретация сейсмопрофиля Урсейс-95 **[13]** фиксирует замечательное явление – «всплывание» клина «легкой» древней континентальной коры ВЕК, выведшее на уровень современной поверхности крупнейшие месторождения, связанные с надсубдукционным магматизмом. В нашей интерпретации Полярно-Уральского сейсмопрофиля **[14]** показано фундаментальное отличие его от Урсейса-95. Из-за того, что уральская коллизия на данной части Урала пришлась на коллаж энсиматических дуг и бассейнов фундамента ТПП, более тяжелых, чем гранитоидный фундамент ВЕК, всплывание субдуцированного клина коры ТПП не произошло и имеющиеся в секторе Полярного и Приполярного Урала крупнейшие месторождения рудных полезных ископаемых находятся под чехлом Западной Сибири, возможно на экономически обоснованной глубине разработки.

[1] *Gee D.G., Beliakova L., Pease V., Larionov A., Dovzikova E.* New single zircon (Pb-evaporation) ages from Vendian Intrusions in the Basement beneath the Pechora Basin, Northeastern Baltica // ICAM III. Polarforschung. 1998. 68. P. 161–170 (erschienen 2000).

[2] *Pease V., Dovzikova E., Beliakova L., Gee D.G.* Late Neoproterozoic granitoid magmatism in the Pechora Basin basement to, NW Russia: geochemical constraints indicate westward subduction beneath EN Baltica // The Neoproterozoic Timanide orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memoir. 2004. V. 30. P. 75–85.

[3] *Андреичев В.Л., Соболева А.А., Довжикова Е.Г., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Кобл М.А.* Возраст гранитоидного магматизма Ижемской зоны Печорской синеклизы: первые U-Pb данные // Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 101–103.

[4] *Довжикова Е.Г., Ремизов Д.Н., Пиис В.Л.* Геодинамическая позиция магматических пород фундамента Тимано-Печорской плиты в свете новых данных // Материалы Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар, 2000. Т. IV. С. 49–52.

[5] *Dovzikova E., Pease V., Remizov D.* Neoproterozoic island ars magmatism beneath the Pechora Basin, NW Russia // Swedish Geological Society (GFF). 2004. V. 126, P. 353–362.
[6] *Remizov D., Pease V.* The Dzela complex, Polar Urals, Russia: a Neoproterozoic island arc // The Neoproterozoic Timanide orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memoir. 2004. V. 30. P. 107–123.
[7] *Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B., Kröner A., Gibsher A.S., Didenko A.N., Degtyarev K.E., Fedotova A.A.* The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and Early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // Precambrian Research. 2003. V. 122. P. 329–358.
[8] *Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Второе издание. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-I, II (Лаборовая). Объяснительная записка / Ред. А.П. Казак. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 248 с.
[9] *Ремизов Д.Н.* Петрологические основы региональной геологии (на примере Полярного Урала) // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. СПб., 2012. Т. 2. С. 175–177.
[10] Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала / Ред. А.Ф. Морозов, О.В. Петров, А.И. Мельгунов. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 274 с.
[11] *Хаин Е.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Бургат К.-П., Федотова А.А., Ковач В.П., Yakovleva S.Z. и др.* U-Pb возраст плагиогранитов офиолитовой ассоциации Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // ДАН. 2008. Т. 419. № 4. С. 524–529.
[12] *Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю., Носиков М.В., Косьянов А.О., Петрова М.Н.* Новые данные о возрасте горных пород кэршорского комплекса на Полярном Урале // ДАН. 2010. Т. 434. № 2. С. 238–242.
[13] *Рыбалка А.В., Петров Г.А., Кашубина Т.В. и др.* Глубинное строение Урала по данным Полярно-Уральского трансекта // Региональная геология и металлогения. 2011. № 48. С. 25–36.
[14] *Юдин В.В., Ремизов Д.Н.* Сбалансированная геодинамическая модель по профилю «Полярноуральский трансект» // Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 49–51.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 205–206

РУДНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ КАРБОНАТИТОВ ЮЖНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Г.С. Рипп, И.А. Избродин, Е.И. Ласточкин, А.А. Савченко, М.О. Рампилов

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, ripp@ginst.ru

В южном складчатом обрамлении Сибирского кратона в пределах Западного Забайкалья установлены две площади карбонатитов. В пределах одной из них они представлены доломитовыми породами в Северном Забайкалье (участки Пограничный, Веселый). В другой, распространенной в Юго-Западном Забайкалье, распространены существенно кальцитовые карбонатиты (Халюта, Аршанское, Южное и др.). В последние годы в пределах Западно-Забайкальской провинции выявлены существенно бастнезитовые с флюоритом породы (Улан-Удэнское), идентифицированные как карбонатиты.

Проявления приурочены к рифтогенным структурам **[1]**. Их большая часть представлена дайками различных размеров мощностью от единиц до десятков метров. На изученных проявлениях не обнаружены комагматичные карбонатитам силикатные породы. Лишь в единичных проявлениях в пространственной близости от карбонатитов встречены небольшие штоки и дайки щелочных сиенитов и шонкинитов. Значения их возраста совпали с возрастом карбонатитов.

Геохронологическими исследованиями выделяются две возрастные группы карбонатитов – позднерифейско-вендская и позднемезозойская (таблица) **[2]**. Более древние карбонатиты представлены доломитами, обогащены апатитом, магнетитом, монацитом (Пограничное). В них в небольших количествах присутствует колумбит. На Пограничном проявлении отчетливо повышены содержания легких лантаноидов, связанные с монацитом и апатитом.

Среди позднемезозойских карбонатитов представлены апатитсодержащие (Торейское), обогащенные стронцием и барием (проявления Халютинской группы) и редкоземельные типы. С точки зрения практической значимости, только четыре проявления представляют определенный интерес (Пограничное, Халютинское, Аршанское Улан-Удэнское). Остальные, из-за небольших размеров и низкой концентрации полезных компонентов, практического значения не

Возраст карбонатитов, комагматичных им силикатных пород и щелочных метасоматитов из Забайкалья и время их метаморфизма

Проявление	Анализированный материал	Метод анализа	Возраст, млн лет
Северное Забайкалье			
Пограничное	Амфибол из карбонатита	Ar-Ar	624±3
	Биотит из фенита	Ar-Ar	625±9
	То же	Rb-Sr	645±44.8
	[1)] Монацит из карбонатита	U-Pb	559±17
Веселое	Циркон из карбонатита	U-Pb	596±3.5
	[2)] Фенгит из метаморфизованного карбонатита	Rb-Sr	550±14
Юго-Западное Забайкалье			
Халютинское	Циркон из карбонатита	U-Pb	130±1
	[3)] Шонкинит	Rb-Sr	127±24
Аршанское	Карбонатит	Rb-Sr	126±16
Южное	Карбонатит	Rb-Sr	122±4
	[3)] Щелочной сиенит	Rb-Sr	130±5
Ошурковское	Карбонатит	Rb-Sr	118±11
Улан-Удэнское	Карбонатит (флогопит)	Ar-Ar	134.2±2.6

Примечание. 1) Монацит, образовавшийся при метаморфизме карбонатитов. 2) Время метаморфизма вмещающих сланцев и карбонатитов. 3) Комагматичные карбонатитам силикатные породы.

имеют. Проявления Халютинского поля характеризуются повышенным и высоким содержанием стронция, достигающим 8–10 мас. % SrO. Стронций зафиксирован в стронцианите и баритоцелестине. На Пограничном проявлении отмечается повышенное содержание редкоземельных элементов, источником которых является монацит и апатит, содержащий до нескольких TR_2O_3 мас. %. Аршанское и Улан-Удэнское проявления относятся к редкоземельному типу. На Аршанском, среди кальцитовой матрицы, распределены вкрапленность и гнезда бастнезита, в разной степени замещенного паризитом, синхизитом и алланитом. Содержание РЗЭ в них редко превышает 5–6 мас. %. Наибольший интерес представляет Улан-Удэнское проявление, присутствующее в пределах эрозионного окна среди позднемезозойских терригенных отложений. Его рудные тела представлены жилами и зонами брекчий, сцементированных бастнезитом и флюоритом. В числе второстепенных минералов в них присутствует монацит. Содержание бастнезита в породах часто превышает 30–40 %. По сути, это флюорит-бастнезитовая матрица с вкрапленностью тетраферрифлогопита. В пределах проявления установлены также небольшие участки альбит-кальцитовых пород, содержащих бастнезит.

Высокие температуры (490–520 °С), полученные в результате термобарогеохимического изучения бастнезита, и возраст пород (таблица) подтвердили карбонатитовую природу этого проявления. Проявление такого типа оруденения резко повышает перспективность региона на редкоземельные элементы.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проекты № 17-05-00129 и 17-05-00309).

[1] *Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О.* Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2000. 224 с.

[2] *Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф.* Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология. 2009. Т. 17. № 1. С. 79–96.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 207–209

КАРДИНАЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ТЕТИЧЕСКОЙ ОКРАИНЫ АРКТ-ЛАВРАЗИИ В ИНТЕРВАЛЕ МЕЖДУ ПОЗДНИМ ТРИАСОМ И ПОЗДНЕЙ ЮРОЙ, ЗАФИКСИРОВАННОЕ U/Pb ДАТИРОВАНИЕМ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Т.В. Романюк[1], Д.В. Московский[2, 3], Н.Б. Кузнецов[3, 4], А.А. Колесникова[3], А.С. Дубенский[2, 3], В.С. Шешуков[3], С.М. Ляпунов[3]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru
[2] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
[3] Москва, Геологический институт РАН
[4] Москва, Российский университет (НИУ) нефти и газа им. И.М. Губкина

В геологическом строении Крыма выделены два основных структурных элемента – Горный и Степной Крым (рис. 1). Горный Крым – альпийское складчатое сооружение, а Степной Крым – часть Скифской плиты, представляющей собой эпигерцинскую структуру с платформенным стилем строения, фундамент которой сложен докембрийскими и палеозойскими кристаллическими комплексами, неравномерно метаморфизованными и деформированными. Граница между Степным Крымом и складчатой областью Горного Крыма проходит по Лозовской зоне смятия субширотного простирания, которая вскрыта бурением из-под мел-неогеновых толщ чехла в окрестностях г. Симферополя.

В Горном Крыму выделены киммерийский и синальпийский структурные комплексы (этажи). Синальпийский структурный комплекс состоит из залегающих моноклинально меловых и кайнозойских толщ. Киммерийский структурный комплекс образован неравномерно (в том числе сложно) дислоцированными образованиями, охватывающими стратиграфический интервал от триаса до эоцена включительно.

Мы изучаем детритовые цирконы (***dZr***) из толщ киммерийского комплекса Горного Крыма. К настоящему времени получены данные по пяти пробам (рис. 1).

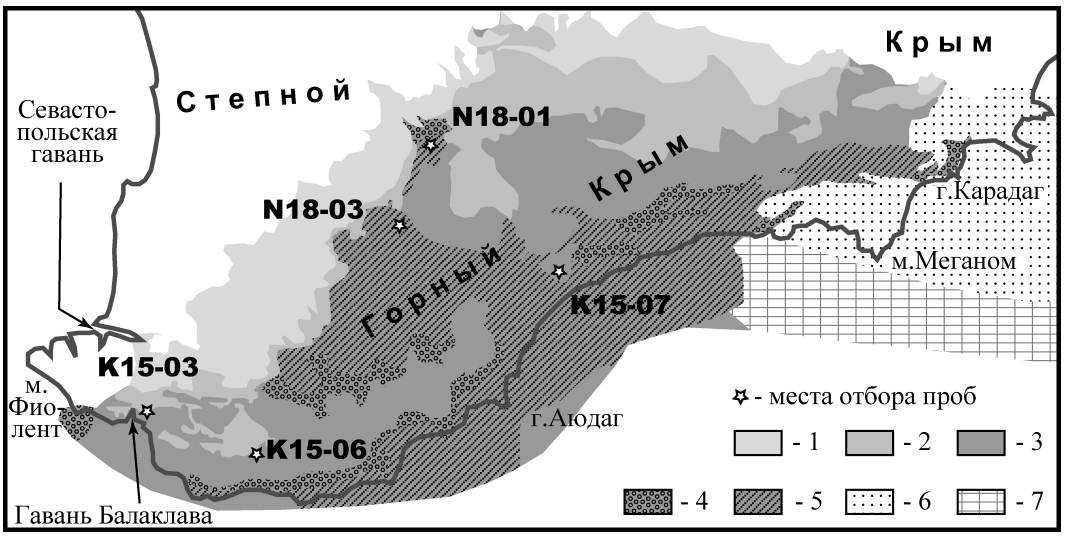


Рис. 1. Геологическая схема Горного Крыма (по [7] с упрощениями) и положение мест отбора проб. *1* – отложения шельфа (верхний мел – эоцен); *2* – отложения шельфа и континентального склона (нижний мел); *3* – отложения шельфа (келловей – берриас); *4* – среднеюрские комплексы (вулканогенно-осадочные отложения, моласса, шельфовые отложения); *5* – таврическая и эскиординская серии (триас – верхняя юра); *6* – троговые и шельфовые отложения (келловей – неоген), *7* – деформированные шельфовые осадки (келловей – эоцен).

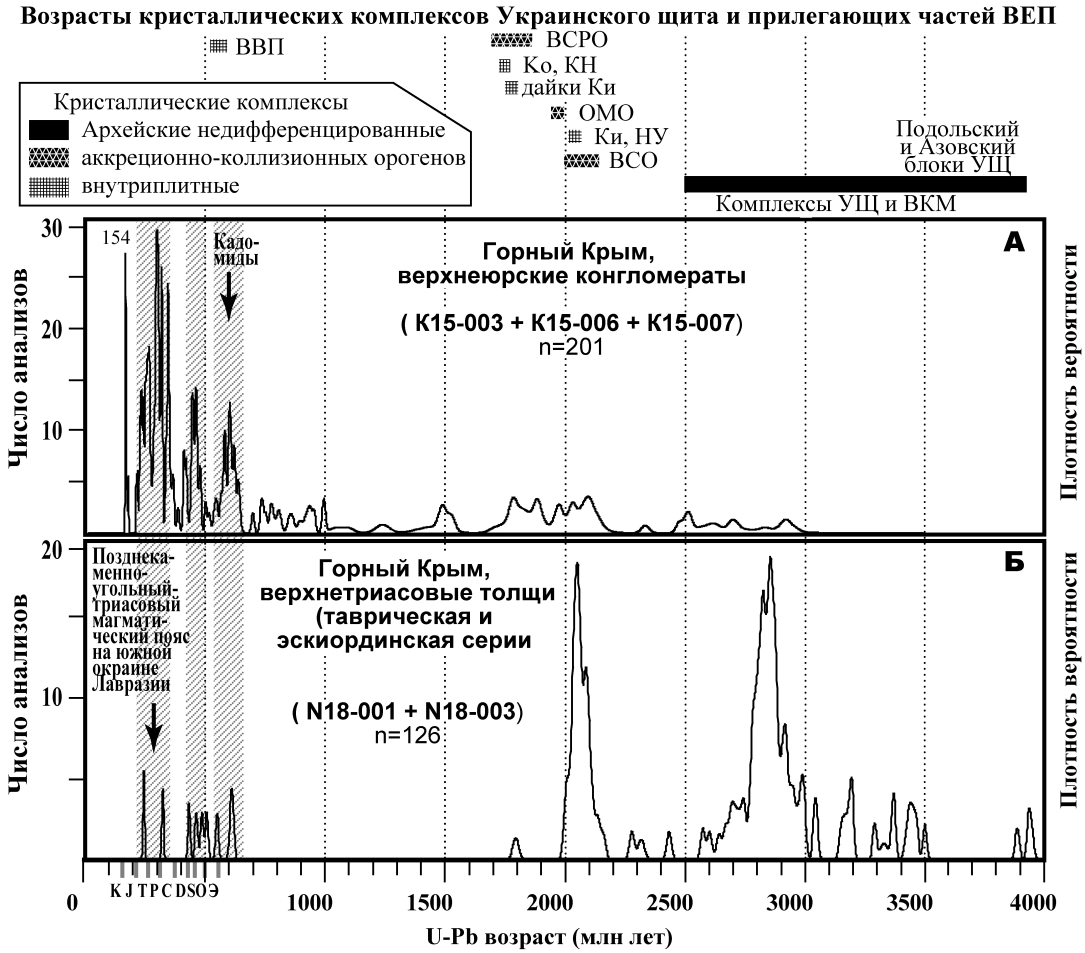


Рис. 2. КПВ возрастов dZr из верхнеюрских конгломератов (*А*) и верхнетриасового флиша (*Б*) Горного Крыма. В верхней части рисунка показана сводка известных возрастов кристаллических комплексов фундамента юго-западной части ВЕП (по **[1]**). УЩ – Украинский щит, ВКМ – Воронежский кристаллический массив, ВСО – Волго-Сарматский ороген, ВВП – Волынская вулканическая провинция, ОМО – аккреционный ороген Осницк-Микашевичи, ВСРО – Волынь-Среднерусский ороген. Плутоны: Ки – Кировоградский, НУ – Ново-Украинский, КН – Корсунь-Новомиргородский, Ко – Коростеньский.

Три пробы отобраны из песчанистого матрикса верхнеюрских конгломератов Первой гряды Крымских гор: (1) на южном склоне г. Демерджи (К15-007), (2) на восточном борту Байдарской Долины (К15-006) и (3) на южном склоне г. Спилия, около Балаклавской бухты (К15-003) **[2–6]**. Осредненные возрастные характеристики основных популяций ***dZ*** из этих проб практически совпадают, поэтому по суммарным данным была построена кривая плотности вероятности (КПВ), которая показана на рис. 2, *А*.

Выполнено U/Pb датирование ***dZr*** еще из двух проб: (1) (проба N18-001) из песчаников, слагающих нижний элемент одного из ритмов в верхнетриасовой части разреза верхнетриасово-нижнеюрской таврической серии (дистальный флиш), и (2) (проба N18-003) из песчаников верхнетриасовой салгирской толщи верхнетриасово-нижнеюрской эскиординской серии (проксимальный флиш) Второй гряды Крымских гор. Сравнение полученных возрастных наборов показало высокую степень их сходства **[1]**. КПВ по суммарным данным (пробы N18-001 и N18-003) показана на рис. 2, *Б*.

Сопоставление возрастных спектров ***dZr*** из песчаников матрикса верхнеюрских конгломератов и песчаников верхнетриасового флиша (рис. 2) показало кардинальное различие этих спектров. В песчаниках из верхнетриасового флиша доминируют палеопротерозойские и архейские ***dZr***. В песчаниках из матрикса верхнеюрских конгломератов – ***dZr*** с возрастами, попадающими в позднекаменноугольно-триасовый диапазон, а палеозойские и докембрийские ***dZr*** редки. Такие существенные различия, по нашему мнению, могут отражать существенное изменение палеогеографических и палеотектонических обстановок, господствовавших в рассматриваемом регионе в начале и в конце позднетриасово-позднеюрского возрастного интервала.

Первичными источниками палеопротерозойских и архейских ***dZr*** в верхнетриасовом флише наиболее вероятно были кристаллические комплексы фундамента юго-западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) **[1]**. Сводка известных возрастов кристаллических комплексов фундамента юго-западной части ВЕП показана в верхней части рис. 2. Формирование флишевых толщ происходило на пассивной окраине Аркт-Лаврусии.

Первичными источниками цирконов из песчанистого матрикса верхнеюрских конгломератов был гипотетический позднекаменноугольно-триасовый надсубдукционный пояс, располагавшийся на южной окраине Аркт-Лаврусии, а также комплексы Пери-Гондванских террейнов, причлененные в палеозое и мезозое к Аркт-Лаврусии. Формирование верхнеюрских конгломератов происходило в бассейне рифтового типа на начальных стадиях заложения Черноморской впадины.

Исследования выполнены в соответствии с планами исследований по темам государственных заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН, датирование цирконов из проб N18-001 и N18-003 проведено за счет средств РФФИ (проект № 19-05-00284).

[1] *Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М.* Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология (в печати).

[2] *Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Московский Д.В.* Домезозойское основание Крыма – продолжение Добруджи? (по результатам изучения детритовых цирконов из верхнеюрских конгломератов Крыма) // Рифтогенез, орогенез и сопутствующие процессы: Материалы IV Всероссийского симпозиума, посвященного 90-летию со дня рождения академика Н.А. Логачева, Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019 (в печати).

[3] *Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Московский Д.В.* Первичные источники сноса юрских конгломератов Горного Крыма по результатам U-Pb датирования детритовых цирконов // Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика. СПБ: ИГД РАН, 2019 (печати).

[4] *Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В.* Строение и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов г. Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым). Характеристика источников сноса юрских конгломератов Горного Крыма и его фундамента на основе U-Pb датировок и Hf-изотопной систематики цирконов из обломочных пород верхнедемерджийской свиты // Геотектоника. 2019. № 5. С. 34–55.

[5] *Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белоусова Е.А.* Строение и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов г. Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым) // ДАН. 2018. Т. 483. № 3. С. 306–309.

[6] *Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Romanyuk T.V., Rud'ko S.V.* Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: Insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // International Journal of Earth Sciences. 2019 (in press).

[7] *Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendinger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopaevich L.F., Mityukov A.V., Petrov E.I., Rubsova E.V.* Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region // Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus / Eds. M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia. Geological Society, London, Special Publication. 2017. V. 428. P. 241–264. doi:10.1144/SP428.1.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 210–211

ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ КАИМСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ: ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

Е.С. Рубанова, М.М. Буслов

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alyona212@igm.nsc.ru
Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Каимская свита (V–Є$_1$km) распространена в северной части Горного Алтая в пределах тектонических пластин Каимского аллохтона: в бассейнах рек Каим, Ая, Каянча, в верховьях рек Мал. Кыркыла, Мал. Каим и в междуречье рек Маралья и Кривая Сосновка. В состав свиты включены филлиты, метаалевролиты, зеленокаменно-измененные афировые и порфировые базальты. В разрезе присутствуют прослои и линзы туфов базальтов, силицитов, полосчатых известняков, разнозернистых граувакковых песчаников и гравелитов. Для вулканогенных и терригенных пород характерны сланцеватые текстуры, интенсивный будинаж. Основание свиты не вскрывается, верхняя граница эрозионная. Общая мощность отложений по северной части Горного Алтая более 3000 м. Возраст свиты установлен на основании определений микрофоссилий из карбонатных и терригенно-кремнистых пород как венд-нижнекембрийский **[1, 2]**. Вулканогенно-осадочные породы Каимской свиты тектонически совмещены с фрагментами офиолитов, представленных габбро-серпентинитовым меланжем с блоками габбро-пироксенитов, тектоническими пластинами карбонатных пород раннекембрийского возраста.

Авторами изучен стратотипический разрез свиты в левобережье р. Каим. В среднем течении реки выделяется крупная тектоническая пластина мощностью до 1700 м с базальтовыми лавовыми потоками, туфами, силлами габбро-долеритов. Базальты представлены пироксен-, пироксен-плагиоклаз-порфировыми, мелкопорфировыми и афировыми породами, в разной степени метаморфизованными. В нижнем течении р. Каим развиты образования терригенной толщи, представленные чередованием пачек тонкоритмично-слоистых песчано-алевролитовых и глинисто-кремнистых пород.

В пределах изученного разреза базальты каимской свиты представлены низкокалиевыми толеитовыми, реже субщелочными разновидностями. Они характеризуются повышенным содержанием титана (TiO_2=1.6–2.5 мас. %), обогащенными спектрами легких редкоземельных элементов (La/Yb_n=6.4–7.5; La/Sm_n=2.6–3.4), средней степенью фракционирования тяжелых редких земель (Gd/Yb_n=2.1–2.3). Для мультикомпонентных диаграмм, нормированных по примитивной мантии, характерно наличие слабой положительной Nb аномалии по отношению к La и Th. Полученная петрогеохимическая характеристика свидетельствует о том, что базальты близки к толеитам океанических островов.

Из двух образцов (№№14-172-1; 14-172-2) песчаников терригенной части каимской свиты левобережья р. Каим выделены детритовые магматические цирконы. U-Pb датирование цирконов выполнено методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно связанной плазме Nu Instruments ICP-MS, соединенном с системой Resonetics Resolution M-50-HR Eximer Laser Ablation System в Отделе наук о Земле Гонконгского университета, методика исследований подробно описана в **[3]**. Выделенные цирконы из образца №14-172-1 демонстрируют возрастную популяцию с основными пиками в 509, 524 и 539 млн лет (по 53 конкордантным возрастам). По U-Pb датированию детритовых цирконов из образца № 14-172-2 выделяется одна популяция с явно выраженным пиком в 507 млн лет (по 44 конкордантным возрастам). Нижний возрастной предел накопления отложений каимской свиты, оцененный по самому молодому пику на графиках плотности вероятности, ограничен отметкой ~507 млн лет.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что «каимская свита» входит в состав Каимского аккреционного клина и состоит из тектонических пластин, по составу отвечающих магматическим породам палеосимаунта и ритмично-слоистым осадочным породам глубоко-

водного желоба. Формирование аккреционной структуры происходило в позднем кембрии – раннем ордовике. Распределения возрастов детритовых цирконов из песчаников каимской свиты близки к распределениям, установленным ранее **[4, 6]** для цирконов из песчаников преддугового прогиба горно-алтайской серии. По-видимому, осадконакопление в глубоководном желобе происходило одновременно с формированием ритмично-слоистых пород преддугового прогиба Кузнецко-Алтайской островной дуги, расположенной западнее на Горном Алтае и Кузнецком Алатау **[7],** а кембрийские детритовые магматические цирконы изученных образцов являются продуктами ее разрушения. Аккреционный комплекс совместно с комплексами преддугового прогиба через базальные конгломераты перекрыт ордовикско-раннедевонскими осадками пассивной окраины. В позднем палеозое в результате покровно-надвиговых деформаций образования аккреционного комплекса выведены к поверхности и в современной структуре надвинуты на комплексы пород Ануйско-Чуйской зоны **[4, 6]**. Широкое распространение внутриплитных океанических базальтов в аккреционных комплексах Горного Алтая, а также закономерное «омоложение» симаунтов в северном направлении (Баратальский, Катунский, Каимский палеосимаунты) предполагает непрерывный плюмовый магматизм на данном участке Палеоазиатского океана в позднедокембрийско-среднекембрийское время **[5]**.

[1] *Кривчиков В.А., Селин П.Ф., Русанов Г.Г.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание 2-е. Серия Алтайская. Лист M-45-I (Солонешное). Объяснительная записка / Ред. С.П. Шокальский. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 183 с.

[2] *Зыбин В.А.* Петротип Каимского базальтового комплекса раннего кембрия (Горный Алтай). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2012. 115 с.

[3] *Xia X., Sun M., Geng H., Sun Y., Wang Y., Zhao G.* Quasi-simultaneous determination of U–Pb and Hf isotope compositions of zircon by excimer laser-ablation multiple-collector ICPMS // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 2011. V. 26. P. 1868–1871.

[4] *Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонббатор Д.Ч., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А.* Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1627.

[5] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А.* Фрагменты океанических островов в структуре курайского и катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. С. 1381–1403.

[6] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Рубанова Е.С., Василевский А.Н., Куликова А.В., Баталева Е.А.* Среднепозднепалеозойские геодинамические комплексы и структура Горного Алтая и ее отображение в гравитационных данных // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. С. 1277–1283.

[7] *Руднев С.Н., Бабин Г.А., Ковач В.П., Киселева В.Ю., Серов П.А.* Ранние этапы островодужного плагиогранитоидного магматизма Горной Шории и Западного Саяна // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 27–44.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 212–215

ПОЗДНЕВЕНДСКИЙ ОСТРОВОДУЖНЫЙ МАГМАТИЗМ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

С.Н. Руднев, А.С. Гибшер, Д.В. Семенова

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

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) является крупной тектонической структурой Азиатского континента, формирование которой связывается с последовательным развитием Палеоазиатского океана от его зарождения (740–650 млн лет) до полного закрытия (570–510 млн лет) **[1]**. В ЦАСП индикатором ранней стадии формирования обширного позднерифейского палеоокеана являются офиолиты Баян-Хонгорской зоны (БХЗ). Об этом свидетельствуют данные о преобладании в составе БХЗ пород, отвечающих по составу породам океанических лавовых плато. Завершающий этап закрытия Палеоазиатского океана ознаменовался серией субдукционных процессов вендского и раннекембрийского возраста и последующих за ними в позднем кембрии – раннем ордовике аккреционных и коллизионных процессов. Эти процессы наиболее широко проявились в Озерной зоне Западной Монголии **[2–5]** и в других сопредельных регионах. Наиболее детально они изучены на примере раннекембрийского островодужного и кембро-ордовикского габброидного и гранитного магматизма осевой части Озерной зоны. Поздневендский островодужный магматизм Озерной зоны наиболее детально изучен только на примере офиолитовых комплексов хребта Дариби и Хан-Тайшири **[6–9]**. Что касается времени формирования и вещественного состава плагиогранитоидов и габброидов, наблюдаемых в виде мелких интрузий среди вендских островодужных вулканитов Озерной зоны и не относящихся к офиолитовым комплексам Озерной зоны, то данные по ним очень незначительны **[8–11]** и не в полной мере отражают характер эволюции магматизма островной дуги.

В настоящей работе приведены новые данные по возрасту и вещественному составу гранитоидных и габброидных массивов, расположенных в области развития вендских островодужных вулканических комплексов Озерной зоны Западной Монголии, опоясывающих (в современных координатах) с запада и юга Дзабханский микроконтинент и являющихся составной частью вендской островной дуги.

Цель данной работы заключается в выяснении временной последовательности становления гранитоидных и габброидных ассоциаций, расположенных среди вендских островодужных комплексов, а также в предварительной оценке вероятных источников, ответственных за формирование исходных для них расплавов. Для этого проводились детальные исследования геологического строения гранитоидных и габброидных массивов и минералого-петрографического и петрохимического состава всех породных групп, участвующих в их строении, геохронологические исследования магматического и ксеногенного циркона из главных разновидностей пород массивов. При геохронологических исследованиях особое внимание было уделено ксеногенному циркону, который позволяет не только дать оценку возраста тех источников, которые могли непосредственно участвовать в формировании исходных для гранитоидов расплавов, но и охарктеризовать их природу. Для решения поставленных целей и задач были изучены несколько гранитоидных массивов, расположенных в осевой части хр. Баян-Цаган-Нуру (Три Холма, Таван-Хаирханский и Восточно-Баянцаганский), в междуречье Дзабхана и Хун-Гуй (Шутхуинский массив) и в южных отрогах хребта Дариби (Тунгалагский и Их-Замынский массивы).

Результаты U-Pb изотопных исследований магматического циркона из различных по вещественным характеристикам породных ассоциаций (габброиды и гранитоиды) в составе массивов Три Холма, Таван-Хаирханский, Восточно-Баянцаганский, Баян-Цаган-Ула, Тунгалагский, Шутхуинский и Их-Замынский, а также геохронологические данные по породам офиолитовых комплексов хр. Дариби и Хан-Тайшири (баяннурский и хантайширский комплексы) **[6, 7]**, позволяют выделить в пределах Озерной зоны самостоятельный поздневендский этап

габброидного и гранитоидного магматизма, прослеживаемого в диапазоне от 570 до 533 млн лет. Поздневендский островодужный этап интрузивного магматизма проявился в виде мелких массивов, образующих отдельные очаговые ареалы. Эти ареалы расположены на некотором удалении от ареалов развития островодужных гранитоидов и габброидов (535–515 млн лет) **[3–5, 12]**. Возрастные даты, полученные по этим массивам, позволяют выделить среди них несколько возрастных групп, которые отражают не только временную последовательность проявления интрузивного магматизма, но и начальную, и заключительную стадии формирования поздневендской островной дуги.

К первой группе (573–560 млн лет) относятся породы баяннурского (573–560 млн лет) и хантайширского (573–566 млн лет) офиолитового комплексов **[6–9]**, отражающие раннюю стадию формирования вендской островной дуги.

Во вторую группу (559–555 млн лет) входят габброиды Таван-Хаирханского массива (559±2 млн лет) и биотит-амфиболовые плагиограниты известково-щелочной серии Восточно-Баянцаганского массива (555±2 млн лет).

В третью группу (547–533 млн лет) объединяются биотит-амфиболовые диориты, тоналиты и плагиограниты известково-щелочной серии массива Три Холма (544±7 млн лет) и Баян-Цаган-Ула (543±2 млн лет), диориты Шутхуинского массива (542±2 млн лет) и амфиболовые плагиограниты и лейкоплагиограниты Тунгалагского массива (547–533 млн лет). В эту группу входят габброиды (542±4 млн лет) и диоритоиды (538±3 млн лет), наблюдаемые в ряде массивов в южных отрогах хр. Хан-Тайшири **[10, 11]**. Вышеперечисленные массивы, исходя из их возрастных дат, являются индикаторами завершающей стадии поздневендского островодужного габбро-плагиогранитного магматизма в пределах этой островной дуги. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что возраст плагиогранитов позднего ритма Тунгалагского массива (533±5 млн лет), расположенного среди вендских островодужных вулканитов, практически не отличается по времени становления от плагиогранитов в составе Бумбат-Хаирханского (535±6 млн лет) и Тугрикского (531±4 млн лет) плутонов **[4, 5]**, расположенных значительно западнее и южнее, в области развития раннекембрийских островодужных вулканитов Озерной зоны (осевая часть). Такое почти одновременное становление плагиогранитодных ассоциаций, расположенных в различных по времени формирования островодужных террейнов, вероятнее всего, связано с разными стадиями проявления плагиогранитоидного магматизма в пределах этих островодужных террейнов. Предполагается, что плагиограниты позднего ритма Тунгалагского массива отражают завершающую стадию формирования вендской островной дуги, а становление плагиогранитоидных ассоциаций Бумбат-Хаирханского и Тугрикского плутонов фиксирует раннюю стадию формирования новообразованной раннекембрийской островной дуги.

В четвертую группу (483±2 млн лет) попадают двуполевошпатовые граниты массива Их-Замын, наблюдаемые на южных склонах хр. Дариби, где они по тектоническим разломам контактируют с вендскими островодужными вулканитами и докембрийскими образованиями (гранитогнейсами) Дзабханского микроконтинента. В пределах Озерной зоны гранитоидные ассоциации с таким возрастом имеют широкое развитие и наблюдаются в ее различных сегментах. Их формирование связано с аккреционно-коллизионными процессами сочленения островных дуг, задуговых бассейнов, океанических поднятий и микроконтинентов, происходящими на фоне проявления субсинхронного базитового (мантийного) магматизма в этом и сопредельных регионах.

Результаты U-Pb изотопных исследований ксеногенного циркона из гранитоидных и габброидных ассоциаций вышеописанных массивов показали, что их возраст варьируется в широком диапазоне – от 716 до 531 млн лет. Условно их можно разделить на несколько возрастных групп.

К первой группе относится ксеногенный циркон с возрастом 716±18 млн лет, наблюдаемый в составе островодужных плагиогранитов массива Три Холма. Ксеногенный циркон такого возраста, с учетом его магматической природы и овальной формы зерен, вероятнее всего, был унаследован поднимающимся плагиогранитоидным расплавом из осадочных пород, образованных за счет разрушения вулканогенных образований (вулканиты среднего и кислого состава и их туфы) ранненеопротерозойского возраста. Исходя из геологического строения прилегающих к вендской дуге геологических геоблоков, близкие значения возраста фиксируются для рифтогенных комплексов вулканоплутонических формаций дзабханской серий (до 755 млн лет **[1]**).

Во вторую группу попадают ксеногенные цирконы с конкордантными значениями возраста 658±6 и 642±6 млн лет. Они наблюдались в плагиогранитах Восточно-Баянцаганского массива и, вероятнее всего, были унаследованы гранитным расплавом из осадочных пород, об-

разованных за счет разрушения пород офиолитового типа (например, Баянхонгорский пояс – вулканиты и их туфы, габброиды и плагиограниты с возрастами 665±15 и 655±4 млн лет **[13, 14]**). В третью группу объединяются два зерна унаследованного циркона с конкордантным возрастом 613±5 и 611±5 млн лет. Как и цирконы второй группы, они наблюдались в составе плагиогранитов Восточно-Баянцаганского массива. Морфологические особенности унаследованных цирконов второй и третьей группы указывают на то, что они отражают возраст источников, которые дополнительно вовлекались в плавление и формирование исходных расплавов плагиогранитов Восточно-Бянцаганского массива.

В четвертую группу попадают ксеногенные цирконы, имеющие наиболее широкое развитие и наблюдаемые практически во всех изученных массивах. Полученные по 24 зернам ксеногенного циркона изотопные отношения указывают на их возрастной диапазон 583–559 млн лет. Они имеют субидиоморфную форму зерен и ростовую магматическую зональность, что указывает на их унаследованную природу от источника расплава.

В пятую группу попадают ксеногенные цирконы с диапазоном возрастов 537–529 млн лет, наблюдаемые в двуполевошпатовых биотит-амфиболовых гранитах массива Их-Замын. Предполагается, что они были заимствованы от источника магмогенерации, имеющего раннекембрийский возраст и островодужную природу **[5]**. Отсутствие в гранитах этого массива ксеногенного циркона с докембрийскими возрастами может указывать на некоторую удаленность области магмогенерации этих гранитов (в позднем кембрии – раннем ордовике) от области развития докембрийских пород Дзабханского микроконтинента, к которому, вероятнее всего в более позднее время, по тектоническим разломам они были причленены.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00105).

[1] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В. и др.* Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2008. Т. 420. № 3. С. 375–381.

[2] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.* Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологичесих, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого комплекса // ДАН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657–662.

[3] *Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др.* Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 83–107.

[4] *Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С. и др.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Бумбатхаирханского ареала Озерной зоны Западной Монголии (геологические, петрохимические и геохронологические данные) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 5. С. 557–578.

[5] *Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А. и др.* Состав и возраст плагиогранитоидов южной части Озерной зоны Западной Монголии // Геология и геофизика. 2019. Т. 60 (в печати).

[6] *Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Э.* Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне субдукции Западной Монголии // ДАН. 1995. Т. 341. № 6. С. 791–796.

[7] *Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б. и др.* Поздневендский возраст хантайширкого офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1179–1185.

[8] *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др.* Этапы и тектонические обстановки формирования комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80–92.

[9] *Jian P., Kröner A., Jahn B.-M. et al.* Zircon dating of Neoproterozoic and Cambrian ophiolites in West Mongolia and implications for the timing of orogenic processes in the central part of the Central Asian Orogenic Belt // Earth-Science Reviews. 2014. V. 133. P. 62–93.

[10] *Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková K. et al.* Geochemical and geochronological constraints on distinct Early-Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag Continent in western Mongolia // Gondwana Research. 2017. V. 42. P. 200–227.

[11] *Janoušek V., Jiang Y., Buriánek D. et al.* Cambrian–Ordovician magmatism of the Ikh-Mongol Arc System exemplified by the Khantaishir Magmatic Complex (Lake Zone, south–central Mongolia) // Gondwana Research. 2018. V. 54. P. 122–149.

[12] *Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П. и др.* Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 470–508.

[13] *Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Козаков И.К. и др.* Магматизм и геодинамика ранних стадий образования Палеоазиатского океана: геологические и геохимические данные офиолитов Баян-Хонгорской зоны // ДАН. 2005. Т. 404. № 2. С. 229–234.

[14] *Jian P., Kröner A., Windley B.F. et al.* Zircon ages of the Bayankhongor ophiolite melange and associated rocks: time constraints on Neoproterozoic to Cambrian accretionary and collisional orogenesis in Central Mongolia // Precambrian Research. 2010. V. 177. P. 162–180.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 216–218

ИЗОТОПНЫЙ Lu-Hf СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКОГО И КСЕНОГЕННОГО ЦИРКОНА И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ ВЕНД-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ТУВЫ

С.Н. Руднев[1], В.Г. Мальковец[1, 2, 4], Е.А. Белоусова[3], О.М. Туркина[1, 4], Д.В. Семенова[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, rudnev@igm.nsc.ru
[2] Мирный, Научно-исследовательское геологическое предприятие АК АЛРОСА (ПАО), vladimir.malkovets@gmail.com
[3] Sydney, Australia, Department of Earth and Planetary Science, Macquarie University, GEMOC, elena.belousova@mq.edu.au
[4] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

В настоящей работе приведены результаты изотопного Lu-Hf состава магматического и ксеногенного циркона из поздневендских и раннепалеозойских гранитоидных и габброидных ассоциаций Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов Восточной и Южной Тувы. Использование Lu-Hf изотопного метода в цирконах имеет важное значение для выяснения состава магмообразующих субстратов гранитоидных и габброидных ассоциаций, формировавшихся более 100 млн лет, поскольку, в отличие от ранее опубликованных Nd изотопных данных по валовым породам **[1–5]**, он позволяет более корректно оценить вклад различных по составу и возрасту магмогенерирующих источников при формировании исходных расплавов.

Hf-изотопные исследования, проведенные по магматическому и ксеногенному циркону из поздневендских и раннепалеозойских интрузивных ассоциаций Каахемского и Восточно-Таннуольского батолитов, позволили установить, что они имеют широкий диапазон значений ε_{Hf}, варьирующихся от +14.8 до –0.1. Установлено, что по значению параметра ε_{Hf} гранитоиды позднее вендского и раннекембрийского возрастов (островодужный этап) и позднеордовикского возраста (аккреционно-коллизионный этап) значительно перекрываются по величинам $\varepsilon_{Hf,}$ что свидетельствует о вовлечении в магмообразование одной и той же коры. Исключение составляют гранитоиды Бреньского массива, резко смещенные в область более низких ε_{Hf} (<+7). В целом, по изотопному составу Nd пород и Hf цирконов среди исследованных интрузивных ассоциаций Тувы можно выделить четыре группы, которые отражают различные источники расплавов.

В первую группу попадают островодужные ассоциации, включающие толеитовые плагиогранитоиды Буренского и Коптинского массивов поздневендского возраста (571–562 млн лет) Каахемского батолита и известково-щелочные плагиогранитоиды раннекембрийского возраста (522–518 млн лет) Восточно-Таннуольского батолита. Эти плагиогранитоиды по изотопному составу Nd (ε_{Nd} +6.9…+6.4) **[2, 4]** идентичны вмещающим островодужным вулканитам вендского и раннекембрийского возрастов (ε_{Nd} +8.4…+6.3), что позволяет рассматривать последние в качестве главного источника расплавов. В пользу такой интерпретации свидетельствует присутствие в плагиогранитоидах ксеногенных цирконов с венд-кембрийским возрастом (579–571 и 543–536 млн лет) и высокими положительными значениями ε_{Hf} (14.1…+11.2 и +13.6…+11.2, соответственно), которые перекрываются по данному параметру с магматическими цирконами из этих плагиогранитоидов (ε_{Hf} от +14.8 до +10.2). Полученные данные не оставляют сомнения в образовании этих пород в результате плавления островодужной коры Таннуольской дуги и дают первую оценку изотопного Hf состава такой коры. Более низкое значение ε_{Hf} (+7.8), полученное для одного ксеногенного циркона с возрастом ~562 млн лет в плагиогранитоидах раннекембрийского возраста Восточно-Таннуольского батолита, вероятнее всего, связано с плавлением островодужных вулканитов кислого состава, входящих в состав вмещающих кадвойской, ирбитейской и серлигской свит. Таким образом, исходя из совокупности изотопных данных, плагиогранитоиды первой группы формировались за счет плавления коры островодужного типа, образованной из деплетированного мантийного источника.

Ко второй группе относятся породы субщелочной габбро-монцодиорит-граносиенитовой ассоциации Зубовского массива (514–510 млн лет), формировавшиеся на ранней стадии аккреци-

онно-коллизионых процессов и, как предполагается **[5–7]**, фиксирующие начало плюмовой активности в ЦАСП. Интрузивные образования этого массива, судя по высоким содержаниям редкоземельных и высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf), образовались за счет дифференциации мафических магм, производных обогащенной мантии. Поскольку габброиды и монцонитоиды имеют деплетированные изотопные характеристики (ε_{Nd}=+5.3…+2.6), обогащение некогерентными элементами мантийного источника произошло незадолго до их генерации и могло быть связано с вкладом плюмового компонента. Изотопный Hf состав магматического (ε_{Hf} +9.2…+8.1) и ксеногенного циркона (ε_{Hf} +9.6…+8.2, 540–532 млн лет) схож и также отвечает изотопно-деплетированному источнику. Поскольку ксеногенные цирконы, которые могли быть захвачены из пород островодужного комплекса, имеют пониженные ε_{Hf} в сравнении с островодужными плагигранитоидами (ε_{Hf} от +14.8 до +10.2), это может быть следствием изотопной гетерогенности коры, сформированной на субдукционном этапе. Отметим, что и цирконы из плагиогранитоидов аккреционно-коллизионного этапа имеют пониженные и более вариабельные величины ε_{Hf} (+12.6…+7.0) в сравнении с островодужными плагиогранитами. Таким образом, данные по петрохимическому и редкоэлементному составу пород Зубовского габбро-монцодиорит-граносиенитового массива, Nd изотопные характеристики пород, а также Hf-изотопные параметры магматического и ксеногенного циркона свидетельствуют о формировании исходных магм из обогащенного некогерентными элементами, но в изотопном плане деплетированного мантийного источника и были контаминированы материалом островодужных комплексов.

В третью группу объединяются плагиогранитоиды Каахемского батолита высокоглиноземистого и низкоглиноземистого типа известково-щелочной серии, фомировавшиеся на аккреционно-коллизионном этапе (Теректыг-Чедерский, Караосский, Тапсинский массивы Байсютский массив и его обрамление, плагиогранитоиды в районе пос. Унжей, 499–451 млн лет). Эти плагиогранитоидные ассоциации, в отличие от ранних островодужных плагиогранитоидов, характеризуются более широким диапазоном Nd изотопных параметров и обнаруживают тенденцию к уменьшению значений ε_{Nd} (от +6.2 до +3.4) по мере омоложения пород. Nd изотопные параметры в совокупности с составом плагиогранитодов по петрогенным и редким элементам указывают преимущественно на метабазитовый источник, образованный из деплетированной мантии. Магматические цирконы из пород этих массивов характеризуются более широкими и в целом пониженными ε_{Hf} (+12.6…+7.0), в сравнении с магматическими цирконами из островодужных плагиогранитоидов, что может свидетельствовать о вовлечении в плавление более гетерогенной коры, сформированной в результате аккреции и коллизии венд-раннекембрийских островодужных комплексов с окраиной более древнего континентального блока. Широкие вариации значений ε_{Hf} в магматических цирконах из относительно близких по возрасту плагиогранитоидов высокоглиноземистого и низкоглиноземистого типа, формировавшихся на различных глубинах (> 10–12 и < 8 кбар, соответственно), по-видимому, обусловлены изотопной гетерогенностью коры по вертикали.

К четвертой изотопной группе относятся калиевые породы известково-щелочной серии Бреньского гранодиорит-гранитного массива (~450 млн лет), образованные на завершающей стадии аккреционно-коллизионных процессов. Интрузивные образования этого массива, в отличие от предшествующих и близких по возрасту плагиогранитоидов, характеризуются отчетливо более низкими значениями ε_{Nd} (+1.7…+0.5) и мезопротерозойским модельным возрастом (1.2–1.1 млрд лет). Магматические цирконы из пород этого массива также имеют самые низкие величины ε_{Hf} (+3.5…+2.4) и мезопротерозойский модельный возраст (1.3–1.2 млрд лет). Такое изменение изотопных параметров пород и цирконов указывает на резкую смену состава магмообразующих источников. Это могло быть связано с сочленением в результате аккреционно-коллизионных процессов островодужных структур с окраиной Тувино-Монгольского террейна, что и обеспечило вовлечение в область магмогенерации пород с широким диапазоном изотопных характеристик. В пользу такого предположения свидетельствует как геологическое положение Бреньского массива, прорывающего и докембрийские комплексы Тувино-Монгольского террейна, и венд-раннекембрийские вулканогенные отложения Таннуольской островной дуги, так и наличие в гранитоидах Бреньского массива ксеногенных цирконов с возрастом 570, 485–479 и ~1140 млн лет (в единичных случаях) с широким диапазоном ε_{Hf} (+7.0…–0.1). По Nd-изотопным параметрам породы Бреньского массива близки к гранитоидам, развитым в структурах Тувино-Мангольского террейна (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува). В качестве примера можно отметить породы кембро-ордовикского возраста в составе Нижнеулорского, Эрзинского и Баянкольского массивов, имеющие низкие значения ε_{Nd} (+1.8…–2.5). Установлено, что формирование исходных расплавов для пород этих массивов происходило при ведущей роли источников, производных

деплетированной мантии, при участии процессов контаминации пород с более длительной коровой предысторией **[8]**. О характере и возрасте коры, участвовавшей в плавлении, позволяют судить детритовые цирконы из вмещающих метатерригенных пород моренского и эрзинского комплексов с возрастом от 2.56 до 0.85–0.66 млрд лет **[9, 10]**. Таким образом, принимая во внимание все изложенные данные по геологическим взаимоотношениям гранитоидов Бреньского массива с вмещающими породами, а также учитывая присутствие в них ксеногенных цирконов с возрастом 1140–570 млн лет, можно предположить, что изотопные характеристики, полученные по магматическому (ε_{Hf} +3.5…+2.4) и ксеногенному (ε_{Hf} +7.0…–0.1) цирконам, указывают, что основным магмообразующим источником для гранитоидов Бреньского массива являлась кора Тувино-Монгольского террейна с мезопротерозойскими модельными Nd возрастами (до 1.45 млрд лет) при подчиненном вкладе островодужной коры с деплетированными изотопными характеристиками.

Формирование субдукционных поздневендских (571–562 млн лет) и раннекембрийских (522–518 млн лет) плагиогранитоидов происходило за счет плавления венд-раннекембрийской островодужной коры без влияния более древнего корового материала. Для пород субщелочной габбро-монцодиорит-граносиенитовой ассоциации Зубовского массива (514–510 млн лет) формирование исходных магм происходило из изотопно-деплетированного, но обогащенного некогерентными элементами мантийного источника, при контаминации расплава материалом островодужной коры. Доминирующим источником кембро-ордовикских плагиогранитоидов аккреционно-коллизионного этапа (500–450 млн лет) служили островодужные комплексы, а вариации их состава связаны с плавлением на различных уровнях утолщенной коры, изотопная гетерогенность которой была следствием различного вклада более древнего корового источника. Вклад коры Тувино-Монгольского террейна становится преобладающим для калиевых гранитоидов (Бреньский массив, 450 млн лет), фиксирующих завершение аккреционно-коллизионных событий в этом регионе. Изотопные характеристики венд-раннепалеозойских гранитоидов являются индикаторами формирования и эволюции коры в результате субдукционных и аккреционно-коллизионных процессов.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при поддержке РФФИ (проекты № 18-05-00105, 17-05-00936).

[1] *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В. и др.* О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология. 1999. Т. 7. № 6. С. 631–643.

[2] *Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П. и. др.* Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде – раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649–665.

[3] *Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др.* Каахемский полихронный гранитоидный батолит (В. Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.

[4] *Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю.* Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы (геохронологические, геохимические и Sr-Nd изотопные данные) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1572–1600.

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

[6] *Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С. и др.* Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1565–1577.

[7] *Изох А.Э., Поляков Г.В.* Ультрамафит-мафитовые ассоциации крупных изверженных провинций Азии // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Материалы III международной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т. 1. С. 206–209.

[8] *Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др.* Коорообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–511.

[9] *Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B. et al.* Age of Paleozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian massif of Central Asian Mobile Belt: loss of a Precambrian microcontinent // Precambrian Research. 2001. V. 110. P. 143–164.

[10] *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А. и др.* Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 3–25.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 219–222

ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ КААХЕМСКОГО БАТОЛИТА ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ (ПО ДАННЫМ Pb-Pb И Sm-Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

С.Н. Руднев[1], В.М. Саватенков[2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, rudnev@igm.nsc.ru
[2] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.m.savatenkov@ipgg.ru

Проблема формирования коры Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) в петрологии является предметом постоянных дискуссий, поскольку до конца не ясны вопросы, на каком этапе ее развития и за счет каких процессов и источников она образуется и, в конечном итоге, что определило ее состав и строение. Установлено, что кора ЦАСП имеет преимущественно ювенильную природу **[**см. обзор **1–3]**. В структурах пояса преобладают породы позднедокембрийских, ранне- и среднепалеозойских офиолитовых комплексов, океанических островов и энсиматических островных дуг, а также продукты их разрушения. Геохимические и изотопные характеристики пород этого пояса свидетельствуют об их образовании при ведущем участии деплетированных мантийных источников. В то же время в состав новообразованной коры значительный вклад вносят терригенные осадки, формирующиеся в обстановках окраинных морей и на активных континентальных окраинах. Нередко основным источником сноса для таких осадков являются кристаллические породы значительно удаленных древних континентальных блоков. Вовлечение этих осадков в область плавления может также существенно изменять изотопные характеристики новообразованной коры. И в этом отношении важную информацию представляют данные по изотопии Pb и Nd из гранитоидов, формировавшиеся на различных геодинамических этапах развития ЦАСП.

Для этой цели авторами статьи были проведены Pb (полевые шпаты) и Nd изотопные исследования гранитоидов Каахемского батолита, расположенных среди раннекаледонских структур Восточной Тувы и докембрийских образованиий Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ) и формировавшихся (~120 Ма) в островодужной и аккреционной обстановке в диапазоне возрастов 571–450 Ма **[**см. обзор **4].**

Проведенные исследования показали следующие результаты. Установлено, что изотопные характеристики Pb в полевых шпатах из раннепалеозойских гранитоидов Каахемского батолита Восточной Тувы (островодужные и аккреционные) демонстрируют разброс данных на диаграмме в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$, формируя субвертикальный наклон (рис. 1), что, вероятнее всего, связано с гетерогенностью субстрата плавления. Среди них островодужные плагиогранитоиды (тоналит-трондьемитвые серии М-типа) поздневендского возраста (571–562 Ма, Коптинский и Буренский массивы **[4, 5]**) характеризуются наиболее радиогенным изотопным составом Pb и, по этим параметрам, тяготеют к полю состава пород верхней коры. При этом изотопные характеристики ε_{Nd} (+6.5…+6.4) пород этих массивов отвечают ювенильному источнику. В целом, такие особенности изотопных характеристик Pb и Nd отвечают вулканическим и интрузивным комплексам современных энсиматических островных дуг. В отличие от них, кембро-ордовикские (500–450 Ма) плагиогранитоидные (Теректыг-Чедерский, Караосский, Тапсинский, Байсютский и другие массивы тоналит-трондьемитовой серии I-типа) и гранитные (Байбалыкский и Бреньский массивы известково-щелочной серии повышенной калиевости) ассоциации, хотя и имеют более низкие и широкие вариации значений изотопов Pb, образуют эволюционный тренд в область пород нижней коры.

На диаграмме в координатах $\varepsilon_{Nd} - \mu_{SK}$ (рис. 2) гранитоиды островодужного и аккреционного этапов развития интрузивного магматизма Каахемского батолита также обнаруживают широкие вариации изотопных параметров. Выявлено, что островодужные поздневендские плагигранитоиды Коптинского и Буренского массивов имеют близкие значения ε_{Nd} (см. выше) и незначительные вариации параметра μ_{SK} (9.71–9.62) и по этим параметрам тяготеют к полю состава пород верхней коры. В отличие от них, кембро-ордовикские (500–450 Ма) плагиогра-

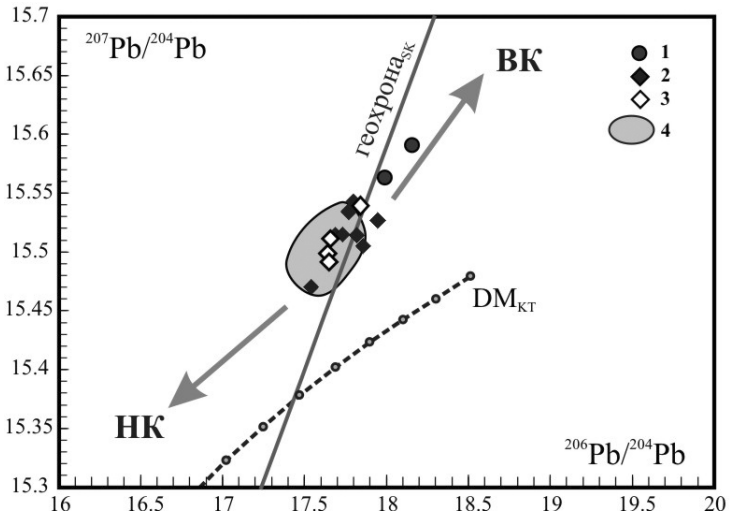


Рис. 1. Диаграмма в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$–$2^{07}Pb/^{204}$ Pb для поздневендских и раннепалеозойских гранитоидов Каахемского батолита Восточной Тувы и сопредельных территорий ЦАСП. *1–2* – точки составов гранитоидов Каахемского батолита Восточной Тувы (*1* – гранитоиды островодужного этапа, поздний венд, *2* – гранитоиды коллизионного этапа, поздний кембрий – ордовик); *3* – гранитоиды Западного Сангилена Юго-Восточной Тувы по **[7]**; *4* – поле состава гранитоидов каледонид Озерной зоны по **[6]**. Сплошная линия – геохрона, согласно двустадийной модели **[10]**, пунктирная линия – модельный тренд эволюции изотопного состава Pb в верхней мантии по **[11]**. НК – нижняя кора, ВК – верхняя кора.

нитоиды (Теректыг-Чедерский, Караосский, Тапсинский, Байсютский и другие массивы) и двуполевошпатовые граниты (Бреньский и Байбалыкский массивы) аккреционного этапа, судя по их изотопным параметрам (ε_{Nd}=+6.2…+0.5 и μ_{SK}=9.59–9.34, где μ=$^{238}U/^{204}Pb$), являются более вариабельными. Несмотря на это обстоятельство, они также образуют эволюционный тренд, направленный в область нижнекоровых источников, что не противочит данным о более глубинных для них условиях формирования исходных расплавов по геохимическим данным **[4, 5]**. Подобное поведение изотопных параметров при смене тектонических обстановок, вероятнее всего, может быть обусловлено тем, что при аккреции островной дуги к континентальной окраине, в область формирования гранитных расплавов вовлекались фрагменты нижнекорового фундамента ТММ. На это же обстоятельство указывают геологические данные о пространственной сопряженности гранитоидов аккреционно-коллизионного этапа (в первую очередь Бреньский и Байбалыкский массивы, ~450 Ma) с докембрийскими образованиями ТММ и данные о присутствии в гранитоидах ксеногенного циркона с Hf-мезопротерозойскими модельными возрастами ($T_{Hf}(DM)^{crustal}$ до 1.45 Ga) **[5]**.

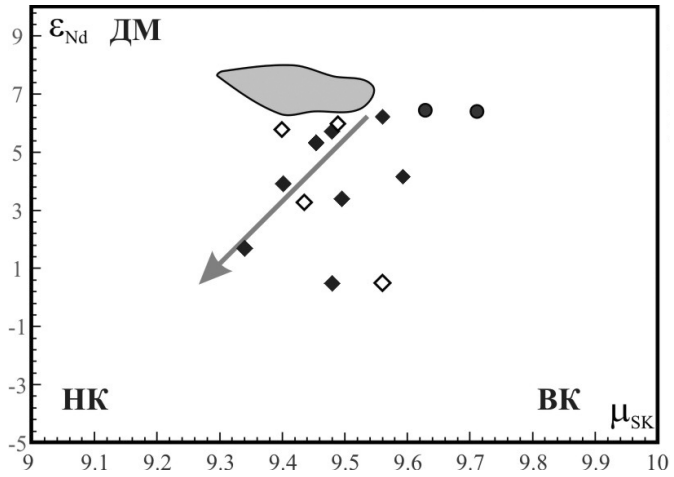


Рис. 2. Диаграмма в координатах μ_{SK}–ε_{Nd} для поздневендских и раннепалеозойских гранитоидов Каахемского батолита Восточной Тувы и сопредельных территорий ЦАСП. Условные обозначения см. рис. 1.

Представленные выше Pb и Nd изотопные данные по венд-раннепалеозойским гранитоидоидам Каахемского батолита Восточной Тувы (северное обрамление ТТМ) позволяют провести сравнительный анализ с эволюцией изотопных характеристик раннепалеозойских гранитоидов Озерной зоны Монголии **[6]** и Западного Сангилена Юго-Восточной Тувы, расположенных в западном обрамлении ТММ **[7]**.

Отметим, что раннепалеозойские гранитоиды Озерной зоны, формировавшиеся на тех же возрастных рубежах и геодинамических обстановках (островодужная – 535–515 Ма и аккреционная и постаккреционная – 507–460 Ма), что и в Восточной Туве, представлены преимущественно низкокалиевыми плагиогранитоидными ассоциациями тоналит-трондьемитовой серии. Эти плагиогранитоидные ассоциации характеризуют этапы раннепалеозойской эволюции ювенильной коры в ЦАСП. Основной массе гранитоидов Озерной зоны, как видно на рис. 2, свойственна существенная дисперсия значений μ_{SK} (от 9.30 до 9.54, по данным **[6]**) при небольших вариациях значений ε_{Nd} (от +8.8 до +6.1, по данным **[**см. обзор **3, 8, 9]**). Такие соотношения изотопных характеристик Pb и Nd являются типичными для большинства вулканических комплексов современных энсиматических вулканических дуг. При этом повышенные, по сравнению с деплетированной мантией, значения μ_{SK} и их значительный разброс при относительно выдержанном умеренно-деплетированном изотопном составе Nd могут быть связаны с участием в формировании исходных расплавов гранитоидов осадных отложений океанического дна. При этом изотопный состав Pb в этих осадочных отложениях близок к характеристикам верхней континентальной коры. Следовательно, участие вещества океанических осадков в формировании расплавов могло привести к более высокой степени дисперсии изотопного состава Pb в породах островодужных комплексов, по сравнению со значениями ε_{Nd}. На основе этого было высказано предположение **[6]**, что изотопные характеристики основной группы гранитоидов Озерной зоны можно рассматривать как отвечающие составу ювенильного источника, участвовавшего в формировании островной дуги за счет деплетированной мантии и субдуцированных осадков. При этом осадки практически не оказывали влияние на изотопный состав Nd.

Pb-Pb изотопные исследования, проведенные ранее по полевым шпатам из раннепалеозойских гранитоидов Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува **[7]**) позволяют установить сходство по изотопным характеристикам Pb с раннепалеозойскими гранитоидами Озерной зоны **[6]** (см. рис. 1). Однако их вариации согласуются с существенными изменениями значений ε_{Nd} и μ_{SK} (рис. 2), что указывает на значительное участие в их образовании древнекорового компонента. Вероятнее всего, источником этого древнекорового компонента служили терригенные отложения, образованные за счет разрушения ранне- и позднедокембрийских кристаллических комплексов ТММ.

Проведенные Pb и Nd изотопные исследования по раннепалеозойским островодужным и аккреционным гранитоидам Каахемского батолита Восточной Тувы позволяют провести сравнительный анализ с изотопными характеристиками раннепалеозойских гранитоидов Озерной зоны Монголии и Западного Сангилена Юго-Восточной Тувы. Изотопные характеристики Pb для поздневендских–раннепалеозойских гранитоидов Каахемского батолита, примыкающего с севера к ТММ, как видно на диаграмме в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$ (см. рис. 1), находятся в верхнем окончании поля гранитоидов, относящихся к каледонидам Озерной Зоны Монголии **[6]** и Западного Сангилена **[7]**. Как и гранитоиды Озерной Зоны, изотопные составы Pb в гранитоидах Каахемского батолита образуют эволюционный тренд, продолжающийся в область верхнекоровых составов Pb. Такое распределение изотопных характеристик Pb может быть связано с формированием гранитных расплавов за счет частичной переработки корового субстрата, представлявшего собой шельфовую толщу терригенных осадков – продуктов сноса с ТММ. В среднем, более радиогенные характеристики Pb в гранитоидах Каахемского батолита, по сравнению с раннепалеозойскими гранитоидами Озерной зоны, свидетельствуют о большей доле терригенного материала в источнике плавления первых (особенно в гранитоидах позднеордовикского возраста). Таким образом, приведенные выше данные указывают на систематические различия в изотопных характеристиках Pb в раннепалеозойских гранитоидах Озерной зоны и Восточной Тувы (Каахемский батолит). Очевидно, что в северном окончании ТММ происходило более активное накопление осадочных толщ, чем в области формирования раннепалеозойских гранитоидов Озерной зоны Монголии и Западного Сангилена Юго-Восточной Тувы, приуроченных к западному окончанию ТММ.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при поддержке РФФИ (проекты № 18-05-00105, 17-05-00412).

[1] *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др.* Магматические породы и источники магм офиолитов Озёрной зоны, Монголия // Петрология. 1996. Т. 4. С. 453–495.
[2] *Jahn B.-M.* The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic // Aspects of the Tectonic Evolution of China / Eds. J. Malpas, C.J.N. Fletcher, J.R. Ali, J.C. Aitchison. Geological Society, London, Special Publication. 2004. V. 226. P. 73–100.
[3] *Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др.* Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии II. Геохимические и Nd изотопные данные // Петрология. 2011. V. 19. С. 417–444.
[4] *Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю.* Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1572–1600.
[5] *Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Туркина О.М., Семенова Д.В.* Изотопный Lu-Hf состав магматического и ксеногенного циркона и источники расплавов венд-раннепалеозойских гранитоидов Тувы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 17. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. С. 216–218.
[6] *Саватенков В.М., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др.* Pb-Pb и Nd изотопная систематика гранитоидов Озерной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая как отражение процессов корообразования в Центрально-Азиатском орогенном поясе // Петрология. 2020 (в печати).
[7] *Овчинникова Г.В., Крылов Д.П., Козаков И.К. и др.* Источники гранитоидов Тувино-Монгольского массива и его обрамления по данным изотопного состава свинца, неодима и кислорода // Петрология. 2009. Т. 17. С. 613–622.
[8] *Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П. и др.* Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология. 2009. Т. 17. С. 470–508.
[9] *Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А.* Венд-раннекембрийский островодужный плагиогранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1628–1647.
[10] *Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 26. P. 207–221.
[11] *Kramers J.D., Tolstikhin I.N.* Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // Chemical Geology. 1997. V. 139. P. 75–110.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 223–224

ДРЕВНЕКОРОВЫЕ ИСТОЧНИКИ ПОРОД БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Е.Ю. Рыцк, Е.С. Богомолов

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

Современный банк Nd-изотопных данных для различных пород и структур неопротерозоя и палеозоя Байкальской горной области (БГО) существенно дополнен в последние годы и включает три статистически значимых группы величин Nd-модельного возраста. Первая из них с t(DM) ≥1.6 млрд лет и низкими отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$ отвечает палеопротерозойским и архейским компонентам раннедокембрийской коры, которая доминирует в источниках гранитоидов и осадочных комплексов Байкало-Патомского пояса кратона. Вторая группа значений t(DM) в интервале 0.65–1.10 млрд лет и с положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$ характеризует новообразованную ювенильную кору раннего и позднего неопротерозоя в структурах Байкало-Муйского пояса (БМП). Третья группа включает серию промежуточных значений Nd-модельного возраста 1.20–1.55 млрд лет, которые принято считать результатом смешения в различных пропорциях компонентов раннедокембрийской и неопротерозойской ювенильной коры. Такое же объяснение обычно распространяется и на диапазон значений Nd-модельного возраста 1.60–1.95 млрд лет, формально отвечающий раннедокембрийским источникам. Подобная интерпретация возможна для большой части комплексов БГО с участием раннедокембрийской коры, в которых установлен широкий диапазон значений t(DM) от 1.2 до 2.6 млрд лет и древнее, хотя эффективные механизмы смешения, такие как терригенное осадконакопление или плавление больших объемов коры с различными изотопными резервуарами в зонах субдукции, обычно не вполне соответствуют конкретным обстановкам формирования этих комплексов в БГО.

На этом фоне внимание привлекают стабильные Nd-изотопные характеристики комплексов, в которых t(DM) варьируются исключительно в узком диапазоне – 1.60–1.95 млрд лет – и не сопровождаются более древними или более молодыми значениями t(DM). К ним относятся комплексы различного возраста и происхождения. Представительные изотопные данные получены для магматических и метаморфических складчатых комплексов ранних байкалид БМП, локализованных между Анамакит-Муйским террейном и неопротерозойским осадочным бассейном кратона. Здесь значения t(DM1) 1.60–1.95 млрд лет характеризуют специфический источник первично-осадочных протолитов Муйского и Горемыкского тектонических блоков Муйской зоны и Левомамского габбро-плагиогранит-амфиболитового комплекса с возрастом ≥755 млн лет, а также прорывающих их щелочных пород сыннырского комплекса и гранитоидов позднего палеозоя (Чивыркуйский пояс плутонов) и раннего мезозоя (Догалдынский массив). Этот источник был выведен в область континентального размыва задолго до аккреции Анамакит-Муйского террейна на рубеже 790 млн лет. Согласно принятой интерпретации, геодинамическая обстановка эпиконтинентального палеобассейна в которой формировались осадочные комплексы Муйской зоны, должна была обеспечить стабильную пропорцию смешения древнекоровых и ювенильных коровых компонентов. Такой сценарий в условиях рифтогенной континентальной окраины вызывает сомнения. Кроме этого, подобный источник, определивший узкий диапазон t(DM) 1.60–1.95 млрд лет, установлен для вулканомиктовых осадков олдындинской свиты раннего кембрия в разрезе Кыджимитского блока Курба-Туркинской зоны на юге БГО, а также для Дунжугурского комплекса офиолитов с возрастом 1 млрд лет **[1]** и неопротерозойских осадков Окинского «клина» в Восточном Саяне. Совпадение условий стабильного смешения определенных пропорций древнекоровых и ювенильных компонентов в комплексах различного происхождения и возраста, а также в различных регионах Саяно-Байкальской области выглядит маловероятным.

С учетом сказанного можно предположить, что диапазон t(DM) 1.60–1.95 млрд лет является отражением не установленного геологическими методами корообразующего события, про-

явленного на территории юга БГО и Станового нагорья. Здесь в недостаточно изученных полиметаморфических комплексах Амалатского террейна и Каларской глыбы есть Nd-изотопные признаки нахождения ювенильной коры, возраст которой может отвечать позднему палеопротерозою. Такому предположению не противоречит формирование осадочных бассейнов удоканского типа в краевой части кратона в этот период **[2, 3]**, разнообразных коллизионных и постколлизионных гранитоидов и вулканоплутонических комплексов Южно-Сибирского магматического пояса **[4, 5]**.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0153-2019-0001, при поддержке РФФИ (проект №18-05-00724) и Фонда развития отечественной геологии.

[1] *Скляров Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б. и др.* Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезис бонинитов // Геология и геофизика. 2016. Т.57. № 1. С. 163–180.

[2] *Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П. и др.* Возраст и источники метапесчаников чинейской подсерии удоканской серии (Алданский щит): результаты U-Th-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) и Nd изотопных исследований // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 124–125.

[3] *Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П. и др.* Возраст и природа источников сноса метапесчаников кеменской подсерии удоканской серии (Алданский щит): результаты U-Th-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 16. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. С. 120–121.

[4] *Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др.* Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 3–15.

[5] *Ларин А.М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 225–226

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ НЮРУНДУКАНСКОГО КОМПЛЕКСА (БАЙКАЛО-МУЙСКИЙ ПОЯС): РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (ЦИРКОН, ID-TIMS, SIMS) И Nd-ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Е.Ю. Рыцк[1], С.Д. Великославинский[1], Е.Б. Сальникова[1], Е.В. Толмачева[1], А.А. Андреев[2], А.Б. Котов[1], А.Н. Ларионов[3], Е.С. Богомолов[1], Ю.М. Лебедева[1], А.М. Федосеенко[1]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
[2] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
[3] Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского

Кичерская зона Байкало-Муйского пояса (БМП) в Северном Прибайкалье имеет ключевое значение для реконструкции геодинамических сценариев формирования Байкальской горной области в целом. Согласно нашим данным **[1–3]**, нюрундуканский структурно-вещественный комплекс (СВК) включает высокометаморфизованные базиты позднего неопротерозоя, локализованные в Курлинской, Гасан-Дякитской и Богучанской тектонических пластинах Кичерской зоны и характеризующие новообразованную ювенильную кору БМП. Для уточнения главных возрастных рубежей формирования нюрундуканского СВК выполнены U-Pb геохронологические исследования (ID-TIMS и SIMS) реперных магматических пород Гасан-Дякитской и Курлинской пластин – метадиоритов (1), ранее неизвестных в составе нюрундуканского СВК, плагиомигматитов и плагиогранитов, образованных в результате синметаморфического анатексиса базитов (2), а также Fsp гнейсогранитов, завершающих становление Кичерского метаморфического ореола (3).

Метадиориты. Для метадиоритов массива в правом борту руч. Акукан получена оценка возраста (TIMS) кристаллизации магматического циркона 641±4 млн лет (СКВО=0.61). Оценки возраста (SIMS) зональных магматических ядер цирконов из рассланцованных метадиоритов массива в устье руч. Шумный находятся в диапазоне 666–635 млн лет (средневзвешенное значение $^{206}Pb/^{238}U$ составляет 655±10 млн лет (n=12, СКВО=6.1), а метаморфических оболочек – 631–621 млн лет (n=4, средневзвешенное 624±6 млн лет, СКВО=1.2).

Плагиомигматиты. Цирконы двух проб амфиболовых плагиогнейсов обладают сходными морфологическими особенностями и состоят из резорбированных ядер и оболочек. Согласно U-Pb данным, оценки возраста (SIMS) ядер циркона плагиомигматитов находятся в диапазоне 641–652 млн лет (n=5, средневзвешенное значение 645±7 млн лет, СКВО=1.7), а оболочек – в диапазоне 624–636 млн лет (n=7, средневзвешенное значение 629±3 млн лет, СКВО=1.1), что соответствует возрасту магматического протолита и его метаморфизма.

Плагиограниты. Изотопные оценки возраста (SIMS) длиннопризматических, идиоморфных зерен циркона из жильных плагиогранитов, пересекающих сланцеватость плагиомигматитов, находятся в диапазоне 622–640 млн лет (n=7, средневзвешенное значение 629±5 млн лет, СКВО=2.2).

Гнейсограниты. По различным размерным фракциям идиоморфных кристаллов циркона из двуслюдяных Fsp-x гнейсогранитов Онколнокитского массива в вершине долины реки Нюрундукан получено конкордантное значение возраста (TIMS) 615±3 млн лет (СКВО=0.88, вероятность конкордантности=0.35).

В координатах $^{143}Nd/^{144}Nd$ – $^{147}Sm/^{144}Nd$ фигуративные точки пород нюрундуканского СВК Кичерской зоны образуют эрохрону с наклоном, отвечающим возрасту 810±93 млн лет (СКВО=36). На диаграмме выделяются две группы – с высокими значениями $^{147}Sm/^{144}Nd$ и более низкими $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.1552–0.1279). К первой группе относятся протолиты базитов с близкими к MORB значениями $^{147}Sm/^{144}Nd$ (0.2402–0.1899) и высокими положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$=7.0–9.8, часть плагиомигматитов (0.2115–0.1759) и практически все изученные плагиограниты (0.1988–0.1775), что указывает на генетическую связь плагиомигматитов и пла-

гиогранитов с процессами частичного плавления базитов. Вторая группа включает метадиориты, часть плагиомигматитов, один образец плагиогранитов и гнейсограниты Курлинской пластины. Для пород второй группы характерны относительно более древние значения модельного возраста t(DM) и пониженные относительно первой группы положительные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$=6.5–4.1, которые могут интерпретироваться как результат контаминации родоначальных расплавов веществом древней коры.

Таким образом, в формировании нюрундуканского СВК Кичерской зоны выделяются этапы проявления магматических и метаморфических событий на рубежах 665–640 и 636–615 млн лет. Палеогеодинамическая интерпретация этих событий дискуссионна. Локализация ювенильных габбро-диорит-плагиогранитных плутонов в узкой полосе структур растяжения на месте раннебайкальского орогена между кратоном и Анамакит-Муйским террейном практически исключает вероятность их принадлежности к новообразованным островодужным структурам. Кроме этого, на дискриминантных диаграммах, разделяющих множество пород основного и среднего состава различных обстановок, подавляющее большинство образцов габбро и диоритов габбро-диорит-плагиогранитных интрузий с ювенильным Nd-изотопным составом нюрундуканского СВК находится в областях неопределенности, а небольшая часть из них соответствует областям постколлизионных базитов и диоритов.

Изотопные данные указывают на синхронность процессов мигматизации плагиогнейсов и образования жильных плагиогранитов в результате локального анатексиса на рубеже 630 млн лет. В области высокотемпературной ремобилизации на рубеже 630 млн лет оказался и раннебайкальский амфиболит-плагиогнейсовый комплекс Горемыкского блока Кичерской зоны **[4, 5]**. Совпадение оценок возраста Fsp гнейсогранитов 615±3 млн лет, жильных эндербитов в двупироксеновых гранулитах Богучанской пластины 617±5 млн лет **[6]** и монацита 612±3 млн лет из палеопротерозойских гранитогнейсов Маректинского выступа **[7]** свидетельствует об участии этих структур и комплексов в единой термальной палеоструктуре Кичерского ореола.

В итоге можно заключить, что магматические породы нюрундуканского СВК, представляющие компоненты офиолитов СМ-типа, маркируют крупную сдвиговую зону рифтогенной деструкции континентальной окраины кратона. Условия растяжения контролировали поступление в кору мантийных базитовых расплавов и высокоградный метаморфизм продуктов их кристаллизации вместе с ремобилизацией вмещающих комплексов древней континентальной коры. Эволюция сдвигового тектогенеза определила эксгумацию глубинных метаморфических и магматических пород в ходе формирования серии тектонических пластин Кичерской зоны и накопление осадков в компенсационных грабенах и бассейнах.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 0153-2019-0001, № 0153-2019-0005, при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00724) и Фонда развития отечественной геологии.

[1] *Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Ковач В.П. и др.* Новые данные о геологическом строении и возрасте метаморфических комплексов Кичерской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 10. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 2. С. 55–56.

[2] *Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Андреев А.А. и др.* Последовательность формирования и возраст неопротерозойских магматических комплексов Кичерской зоны Байкало-Муйского подвижного пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 129–130.

[3] *Андреев А.А., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д. и др.* Геодинамические обстановки формирования протолитов амфиболитов Кичерской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса: результаты геохимических исследований // ДАН. 2015. Т. 460. № 6. С. 685–690.

[4] *Krener A., Fedotova A.A., Khain E.V. et al.* Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal-Muya belt, Siberia: geochronology and geodynamic implications // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 111. P. 138–160.

[5] *Андреев А.А., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. и др.* О возрасте метабазитов раннебайкальского метаморфического комплекса (Кичерская зона, Байкало-Муйский пояс): U-Pb данные по циркону // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 16. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. С. 13–14.

[6] *Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш. и др.* Вендский возраст эндербитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // ДАН. 2000. Т. 371. № 5. С. 652–654.

[7] *Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеенко А.М.* Гранитоиды фундамента Олокитской зоны (Байкальская складчатая область): новые U-Pb изотопные данные // ДАН. 2006. Т. 407. № 6. С. 819–822.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 227–229

ДАЙКОВО-ЖИЛЬНЫЕ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ И СИЛИКАТНО-КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ УРИКСКО-ИЙСКОГО ГРАБЕНА: МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ

В.Б. Савельева, Ю.В. Данилова, Б.С. Данилов, Е.П. Базарова

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

Краевые части Сибирского кратона неоднократно вовлекались в процессы активизации, вызванные распадом суперконтинентов под влиянием суперплюмов. С распадом суперконтинента Родиния в Урикско-Ийском грабене связано формирование массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов зиминского комплекса с возрастом около 645 млн лет. Наряду с массивами широко распространены дайки и жилы кимберлитоподобных пород и пикритов, а также трубки взрыва **[1]**. Объектом нашего исследования явились жилы и дайки в пределах Ярминской зоны.

Наиболее распространены жилы, сложенные породами мелкопорфировидной структуры с тонко- и мелкозернистой темной основной массой; мощность жил до 10 м. Вкрапленники величиной до 2.5 мм образованы оливином Fo_{85-88} (20–45 %), частично или полностью замещенным серпентином, тальком, доломитом, в подчиненном количестве флогопитом. Основная масса сложена флогопитом (25–35 %), кальцитом (10–30 %), микролитами диопсида (2–5 %), рудными минералами (3–7 %), серпентином, тальком, доломитом. Акцессорные минералы представлены хромшпинелидами, титаномагнетитом, перовскитом, рутилом, апатитом, гранатом. Отмечены редкие зерна K- и K-Ba полевого шпата. Замещение кальцитом других минералов не проявлено, что позволяет предполагать его первично-магматическое происхождение. Породы сходны по составу с биотитовым пикритом **[2]**, но отличаются от него низким содержанием диопсида; обогащенность слюдой и присутствие первично-магматического кальцита позволяют рассматривать их как ультрамафические лампрофиры-айлликиты **[3]**.

Жилы второго типа, мощностью до 0.5 м, сложены породами, содержащими вкрапленники флогопита (до 3 см) и значительно более редкого измененного оливина. Основная масса сложена флогопитом (10–35 %), титанавгитом, эгирином (13–15 %), керсутитом, кальцитом (10–15 %); в количестве 5–7 % присутствуют калиевый полевой шпат, лейцит, альбит, скаполит. Акцессорные минералы представлены апатитом, титаномагнетитом, Mn-ильменитом, рутилом, монацитом-(Ce), баритом, армолколитом, титанитом, касситом. Обедненность оливином, преобладание вкрапленников флогопита, присутствие калиевого полевого шпата и лейцита позволяют отнести эти породы к дамтьернитам **[3]**.

Порода третьего типа слагает Бушканайскую дайку. Мощность дайки около 2 м. Порода имеет голубовато-серую окраску, порфировидную структуру. Вкрапленники (15–20 %) представлены зернами оливина величиной до 1.5 см, замещенного серпентином и кальцитом и редким флогопитом. Основная масса сложена флогопитом (10–12 %), серпентинизированным оливином, хлоритом, андрадитовым гранатом (25–35 %), микролитами диопсида, замещенного карбонатом. Акцессорные минералы представлены хромшпинелидами, титаномагнетитом, перовскитом, титанатами Ca и REE и др. В соответствии с **[4, 5]** мы называем породу слюдяным кимберлитом.

Кимберлит содержит меланократовые обособления величиной до 0.2 м, на 80–85 % сложенные крупными (до 2 см) зернами серпентинизированного оливина, среди которых отмечаются зерна хромдиопсида (Cr_2O_3=1.1–1.8 %). Промежутки между зернами оливина выполнены флогопитом, кальцитом, серпентином, андрадитовым гранатом. Акцессории представлены хромшпинелидами, титаномагнетитом, магнетитом, перовскитом, Mn-ильменитом, рутилом, титанитом, баритом, апатитом.

Кимберлит сечется прожилками мощностью около 0.1 м, сложенными флогопитом (0.5–2.0 см), овальными зернами диопсида, титанавгита и хромдиопсида (Cr_2O_3=0.70–1.99 %), редкими зернами оливина, замещенного тальком и серпентином, и основной массой, состоящей

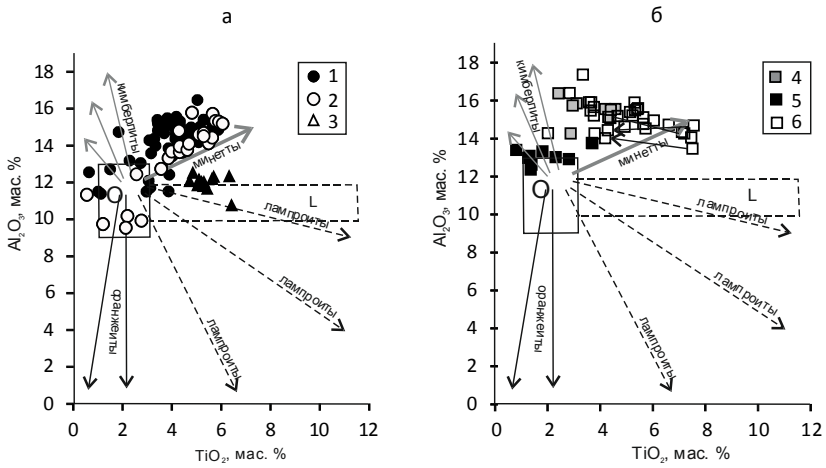


Рис. 1. Состав слюд из лампрофиров (*а*) и пород Бушканайской дайки (*б*) на диаграмме Al_2O_3–TiO_2. Слюда: *1* – из айлликитов, *2* – дамтьернитов, *3* – минетты, *4* – слюдяного кимберлита, *5* – оливинита, *6* – биотитового пикрита.

из флогопита, талька, серпентина, титанистого граната, диопсида. Акцессорные минералы представлены хромшпинелидами, титаномагнетитом, магнетитом, перовскитом, Mn-ильменитом, апатитом, титанитом, баритом. По составу порода отвечает биотитовому пикриту **[2]**.

В бассейне р. Черная Зима встречена жила, сложенная мелкозернистой породой, состоящей на 60–65 % из частично хлоритизированного биотита и на 30–35 % из калиевого полевого шпата. Порода содержит кальцит (<2 %), обильный апатит, циркон, монацит-(Ce). По минеральному составу порода отвечает минетте **[2]**.

Широким распространением пользуются карбонатные жилы, пространственно ассоциирующиеся с айлликитами. Это лейкократовые породы, тонко- и мелкозернистые, образующие субсогласные или секущие жилы мощностью до 0.4 м среди алевролитов. Сложены на 60–85 % Fe-доломитом, прочие минералы представлены альбитом, кварцем, хлоритом, мусковитом; акцессорные минералы рутил, барит, монацит-(Ce), апатит. Согласно В.С. Самойлову, это карбонатиты хлорит-серицит-анкеритовой фации.

Изучение состава главных породообразующих и акцессорных минералов показало существенные отличия между выделенными группами пород. Наиболее показательны составы слюд и шпинелидов. Слюды из кимберлита и биотитового пикрита Бушканайской дайки образуют тренд, явно отличающийся от трендов, характерных для слюд из лампрофиров (рис. 1).

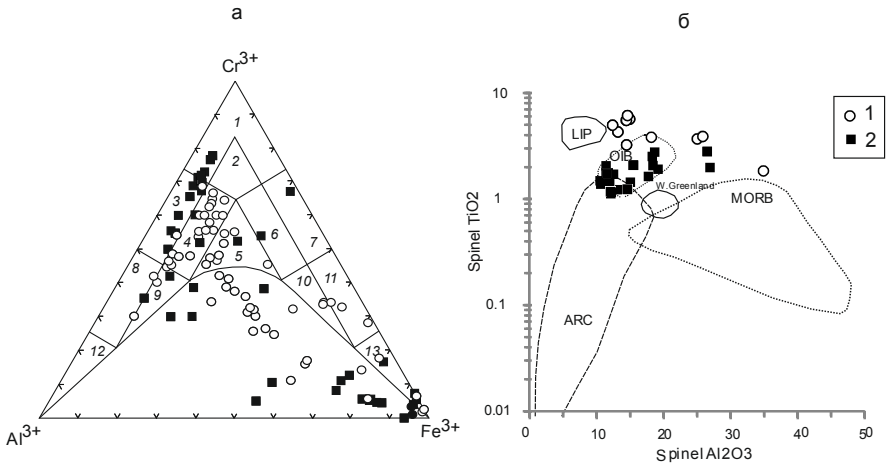


Рис. 2. Диаграмма Н.В. Павлова для шпинелидов (*а*) и дискриминационная диаграмма Al_2O_3-TiO_2 [6] для хромшпинелидов из включений в оливине (*б*). Шпинелиды: *1* – из айлликитов, *2* – из пород Бушканайской дайки. Поля на рис. *а*: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит.

Хромшпинелиды присутствуют только в айлликитах и породах Бушканайской дайки; для дамтьернитов характерны титаномагнетит и магнетит. В кимберлите, оливините и пикрите из Бушканайской дайки центральные части зерен хромшпинелидов представлены хромитом и алюмохромитом; #Cr=Cr/(Cr+Al)=0.42–0.78, #Mg=Mg/(Mg+Fe^{2+})=0.46–0.59, Fe^{3+}/(Al+Cr+Fe^{3+})= =0.05–0.10. В айлликитах центральные части зерен представлены главным образом субферриалюмохромитом; Cr#=0.33–0.68, Mg#=0.42–0.57, Fe^{3+}/(Al+Cr+Fe^{3+})=0.08–0.20 (рис. 2, *а*). Эволюция состава шпинелидов в тех и других породах отвечала Fe-Ti тренду.

Полученные данные свидетельствуют о различии состава источников щелочно-ультраосновных расплавов в Урикско-Ийском грабене. В первую очередь это касается режима летучих – соотношения CO_2/H_2O и окислительно-восстановительных условий (рис. 2, *а*). Кроме того, судя по составу хромшпинелидов из включений в оливине, источник айлликитов был обогащен Ti по сравнению с источником кимберлита Бушканайской дайки (рис. 2, *б*).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00819) и РНФ (РНФ-18-17-00101).

[1] *Егоров К.Н., Киселев А.И., Меньшагин Ю.В., Минаева Ю.А.* Лампроиты и кимберлиты Присаянья: состав, источники, алмазоносность // ДАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 779–783.

[2] *Петрографический кодекс России*. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

[3] *Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A.* Integrating ultramafic lamprophyres into the IUGS Classification of igneous rocks: rationale and implications // Journal of Petrology. 2005. V. 46. № 9. P. 1893–900. doi:10.1093/petrology/egi039.

[4] *Минаева Ю.А., Егоров К.Н.* Минералого-петрографические особенности дайки кимберлит-пикритового состава в северо-западной части Урикско-Ийского грабена (Восточное Присаянье) // Записки ВМО. 2008. № 3. С. 23–39.

[5] *Igneous rocks: a classification and glossary of terms* / Ed. R.W. Le Maitre. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 236 p.

[6] *Kamenetskt V.S., Crawforg A.J., Meffre S.* Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical studu of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. № 4. P. 655–671.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 230–231

ПЛАВЛЕНЫЕ ПОРОДЫ (КЛИНКЕРЫ И ПАРАЛАВЫ) ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ХАМАРИН-ХУРАЛ-ХИД (ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ)

Е.А. Савина[1], И.С. Перетяжко[1], Е.А. Хромова[2], В.Е. Глушкова[1]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, elen_savina@mail.ru
[2] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

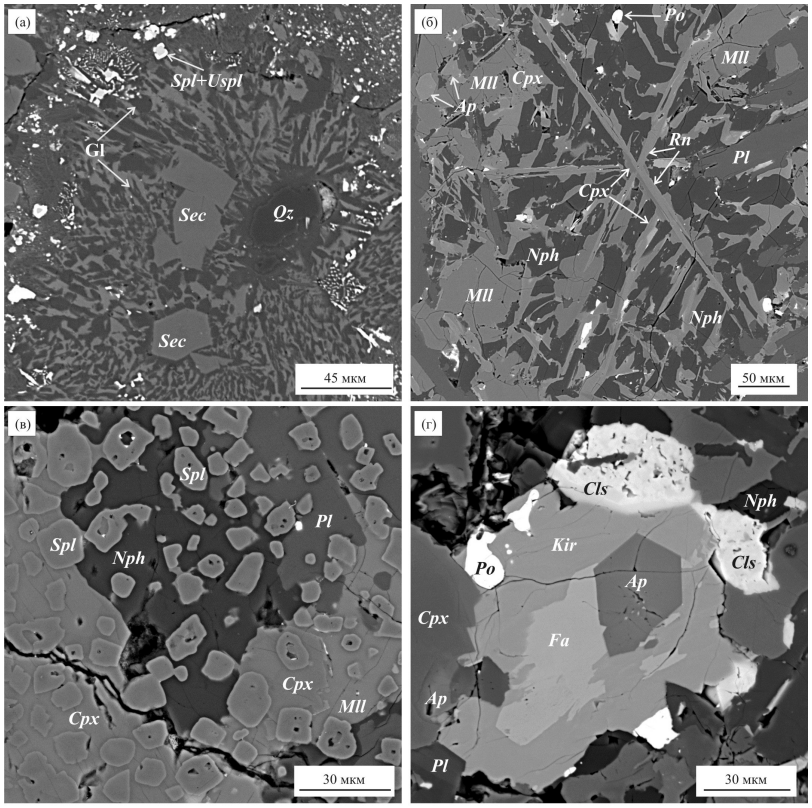
Клинкеры и паралавы формируются в процессе плавления различных типов осадочного протолита под воздействием высоких температур, вызванных пожарами куастобиолитов (угля, битумов, природного газа). Фазовый состав плавленых пиропород определяется сочетанием нескольких факторов: особенностями состава осадков угленосной толщи, локальными вариациями окислительно-восстановительных условий в очаге горения, температурой и температурными градиентами в зоне пожара, скоростью охлаждения/закалки расплавов и другими параметрами **[1, 2]**.

Клинкеры и паралавы из пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид (Восточная Монголия) образовались в результате плавления раннемеловой осадочной толщи, вызванного воздействием природных буроугольных пожаров, которые происходили как минимум с начала XIX века **[3].** На изученной площади преобладают пирогенно-измененные пелитовые породы с разным количеством глинистого вещества, а вблизи эпицентров горения угля – клинкеры дацитового и риолитового состава. Намного реже встречаются паралавы, которые формировались из мафического недосыщенного SiO_2 и обогащенного Ca (ультраосновного) расплава после плавления осадочной породы, содержащей карбонатную и глинисто-песчаную составляющие.

По валовому составу измененные породы осадочной толщи и клинкеры на TAS диаграмме находятся в поле низкощелочных дацитов и риолитов при вариациях концентраций SiO_2 68–81 мас. % и суммы Na_2O+K_2O 2.0–5.3 мас. %. По данным СЭМ ЭДС клинкеры содержат стекло с оплавленными зернами кварца (рисунок, *а*), полевых шпатов, циркона, хромита, реликты обогащенного Al тонкодисперсного агрегата пирогенно-измененного аргиллита, а также новообразованные микролиты тридимита либо кристобалита (диагностика по рентгенофазовому анализу), кордиерита-секанинаита, герцинита, гетита, магнетита, пироксена (ферросилита), барита-целлестина, иногда монацита, рутила, ильменита, фтор-апатита, фаялита, недиагностированных сульфатов и других минералов.

При плавлении глинистого субстрата и детритовых зерен минералов аргиллитов и алевропесчаников формировался неоднородный по составу, преимущественно кислый, силикатный расплав с большими вариациями содержаний SiO_2 и щелочей, среди которых преобладает калий. Расплав был достаточно вязким и оставался в локальных участках измененной осадочной толщи вблизи очагов интенсивного горения угольных пластов. При формировании клинкеров из кислого расплава кристаллизовались микрофенокристы и микролиты К-содержащего секанинаита, тридимит, кристобалит и другие минералы. Присутствие в этих породах секанинаита (ромбической модификации Fe-кордиерита) свидетельствует о температуре его образования ниже 900–1000 °С **[2]**.

По валовому составу паралавы являются нефелин-нормативными недосыщенными по SiO_2 (39–45 мас. %), обогащенными CaO (17–21 мас. %) и Al_2O_3 (18–21 мас. %) породами. Раскристаллизованный матрикс паралав слагают микрофенокристы и микролиты размером до 500 мкм мелилита, клинопироксена и плагиоклаза. Интерстиции между микрофенокристами заполнены обогащенным Ca минералом из группы нефелина (предположительно, давидсмитит) с включениями шпинелидов, K-Ba полевых шпатов (цельзиан, гиалофан), Ca-фаялита и кирштеинита (продукты распада твердого раствора Ca-Fe оливина), минералов ренит-куратитовой серии, пирротина, барита-целестина, фтор-апатита и магнетита (рисунок, *б–г*). В матриксе часто встречаются глобулы кальцита и сидерита.



Фрагменты матрикса плавленых пиропород: *а* – в образце клинкера: новообразованные микролиты секанинаита в кислом стекле с оплавленным зерном кварца и реликтами глинистого матрикса аргиллита; *б* – в образце паралавы: мелилит – клинопироксен – нефелиновая ассоциация микрофенокристов с игольчатыми кристаллами ренита, включениями пирротина и фтор-апатита; *в* – в образце паралавы: включения микролитов шпинелида (плеоната) в клинопироксене, мелилите, плагиоклазе и в Ca-нефелине между микрофенокристами; *г* – в образце паралавы: продукты распада твердого раствора Ca-Fe оливина на Ca-фаялит и кирштеинит с включением фтор-апатита в ассоциации с цельзианом, пирротином и Ca-нефелином. Изображения в обратно-рассеянных электронах. Qz – кварц, Sec – секанинаит, Gl – стекло, Pl – плагиоклаз, Mll – мелилит, Cpx – клинопироксен, Nph – Ca-содержащий минерал из группы нефелина (давидсмитит?), Spl – шпинелиды, Rn – ренит, Kur – куратит, Ap – фтор-апатит, Cls – цельзиан, Fa – Ca-фаялит, Kir – кирштеинит, Po – пирротин.

Кристаллизация расплавов паралав происходила в близповерхностных высокотемпературных условиях (~1100 °C для минералов ренит-куратитовой серии, 950–850 °C для Fe-Ca оливинов) при летучести кислорода от IW до QFM буферов. Локально создавались крайне восстановительные условия, при которых в расплавах находились мелкие капельные выделения фосфидов Fe (штрейберзит, мурашкоит) в ассоциации с самородным железом. Встречаются также паралавы, содержащие редкий шпинелид (Fe^{3+}-плеонаст) и минералы подгруппы ренита с большой долей минала доррита, которые образовались в окислительных условиях, вероятно, соответствующих HM буферу.

[1] *Coal and Peat Fires: a Global Perspective*. Vol. 3. Case Studies – Coal Fires / Eds. G.B. Stracher, A. Prakash, E.V. Sokol. Amsterdam: Elsevier, 2015. 786 p.

[2] *Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А., Карманов Н.С., Иванов А.В.* Уникальные клинкеры и паралавы нового Нилгинского пирометаморфического комплекса в Центральной Монголии: минералого-геохимические особенности, условия формирования // Петрология. 2018. Т. 26. № 2. С. 178–210.

[3] *Покровский П.В.* Нашатырь из месторождения бурых углей Хамарин-Хурал-Хид в Монгольской Народной Республике // Записки ВМО. 1949. № 3. С. 38–45.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 232–234

К ВОПРОСУ U/PB ДАТИРОВАНИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ (НА ПРИМЕРЕ МАТУТСКОГО МАССИВА, ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮВ ТУВА)

Д.В. Семенова[1], В.Г. Владимиров[1, 2], Д.А. Замятин[3], И.В. Кармышева[1, 2], В.А. Яковлев[1, 2], Д.В. Алексеев[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, sediva@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
[3] Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН

Характерной чертой кислого магматизма коллизионных зон является вовлечение интрузивных тел в повторные высокотемпературные деформации и полистадийные термальные события. Наложенные высокотемпературные события могут приводить к полной либо частичной переустановке большинства значимых для геохронологии изотопных систем. Это касается как K/Ar системы в слюдах и амфиболах, так и устойчивой на первый взгляд U/Th/Pb системы в цирконах. Процесс воздействия может быть разнообразным, в том числе включать рекристаллизацию, метаморфический рост, значительные изменения в морфологии, внутренней структуре и химическом составе отдельных зерен циркона, что, в совокупности, приводит к неоднозначным интерпретациям геохимических и изотопно-геохронологических данных **[1–3].** Как следствие, особое внимание к появлению метамиктных состояний, искажений во внутренней кристаллической структуре зерен циркона, их хрупкому и вязкому деформированию становится актуальной задачей геохронологии и термохронологии.

В настоящей работе эти вопросы рассмотрены на примере цирконов из гранитоидов Матутского массива. Гранитный массив расположен в пределах Эрзинской тектонической зоны в краевой части Тувино-Монгольского массива (Западный Сангилен, ЮВ Тува).

Заложение Эрзинского проникающего глубинного разлома (shear zone) связывается с пиком коллизионных событий в регионе на рубеже 515–520 млн лет **[4]**. В последующие периоды Эрзинская сдвиговая зона претерпела до трех этапов тектономагматической реактивации (495, 485, 465 млн лет).

Матутский гранитный массив представляет собой гарполит, эндоконтактовая область которого имеет признаки магматического течения. Совместно с вмещающими метаморфическими породами эрзинского комплекса гранитоиды заключены в рамки жесткого тектонического блока, границы которого трассируются многочисленными габброидными и композитными габбро-гранитными дайками.

Имеющийся у авторов геологический материал позволяет провести детальное изучение цирконов магматических пород Матутского массива, претерпевших локальное тепловое и/или деформационное воздействие со стороны более молодых габброидных даек. Для комплексных исследований были выбраны два образца гранитов Матутского массива – KT1070 и ER-02-05.

Образец KT1070 относится к осевой части гранитного гарполита. Он был выбран в качестве эталонного для системного датирования (U/Pb) и петрогеохимических исследований. Это типичные для Матутского гранитоидного массива породы с признаками магматического течения. Это умеренно-щелочные породы, принадлежащие к высококалиевой известково-щелочной серии с отношением K_2O/Na_2O=1.4.

Второй образец (ER-02-05) для исследований был отобран в восточной эндоконтактовой зоне Матутского массива (участок «Тавыт-Даг») приблизительно в одном метре от контакта с комбинированной габбро-гранитной дайкой мощностью около 2 метров. Химический состав гранитов аналогичен образцу KT1070.

Внутреннее строение цирконов из образца KT1070, судя по облику BSE- и CL-изображений, характеризуется тонкой осцилляторной магматической зональностью. По результатам микрорентгеноспектрального анализа среднее содержание основных элементов Zr, Si, O в цирконе составляет соответственно 48.64, 15.34 и 35.66 мас. % Из элементов-примесей в цирконе фиксируется Hf (0.8–1.3 мас. %); концентрация других примесей ниже их пределов обнаружения.

По результатам рамановской спектроскопии было установлено, что спектры циркона образца КТ1070 характеризуются слабой степенью разупорядочения структуры. Ширина линии $\nu_3(SiO_4)$ варьируется в диапазоне 3–8 $см^{-1}$, что соответствует низкой степени повреждения структуры **[5]**, и лишь в некоторых зонах зерна она достигает 12 $см^{-1}$ со средней степенью метамиктности.

В цирконах второго образца (ER-02-05) при анализе BSE- и CL-изображений можно выделить внешнюю, промежуточную и центральную зоны, имеющие различные физико-химические характеристики (состав, степень кристалличности и др.). Внешняя зона представлена темной нелюминесцирующей каймой. Промежуточная зона имеет ростовую зональность и прозрачна в проходящем свете. В центральной части проявляются признаки вторичных преобразований. По данным микрорентгеноспектрального анализа во внешней кайме и центральной части цирконов отмечаются повышенные содержания неформульных элементов (Ca 0.02–10.00 мас. %) и H_2O (от 2 до 10 мас. %, в некоторых зернах до 20 мас. %), что указывает на участие водного флюида во вторичных преобразованиях циркона. В некоторых зернах с повышенными содержаниями воды (десятки мас. %) наблюдается возрастание пористости микронного размера. По данным рамановской спектроскопии для цирконов данной группы характерно изменение степени метамиктности от слабой до средней. Они характеризуются различным строением и степенью метамиктности, варьирующейся в диапазоне от 2 до 20 $см^{-1}$. Максимальная степень поврежденности структуры циркона наблюдается в центральной части зерна.

Таким образом, по микрозондовым и микроспектроскопическим данным, циркон образца КТ1070 характеризуется высокой степенью кристалличности, минимальной (до средней) степенью разупорядочения структуры, обладает составом, близким к стехиометрическому, однородным по содержанию основных элементов Zr, Si, O и примесного Hf. На основе полученных результатов цирконы из образца КТ1070 можно рассматривать как эталонные характеристики для цирконов Матутского гранитоидного массива. По данной монофракции цирконов были получены наиболее древние оценки гранитов – 520±3 млн лет, что отвечает возрасту становления Матутского массива.

Оценки возраста этих же гранитоидов, но из эндоконтактовой зоны Матутского массива (ER-02-05), составили 508±3 млн лет, что на 12 млн лет меньше рубежа становления Матутского массива. Важно отметить, что геохронологическая проба второго образца гранитов не только несет признаки высокотемпературного вязкопластического течения, она была отобрана в непосредственной близости от базитовой интрузии с возрастом 495 млн лет **[6]**.

Таким образом, можно утверждать, что породы Матутского массива являются наиболее древним синколлизионным гранитным массивом из известных на Западном Сангилене. Его возраст наиболее близок к возрасту кианитового метаморфизма (U/Pb, циркон, SIMS, 515.7±6.9 млн лет), полученному ранее **[7]**, и отражает пик коллизионных событий, ознаменовавший начало гранитообразования в нижней коре и метаморфизм ставролит-кианитового типа на средних фациях глубинности.

Оценка возраста для цирконов из эндоконтактовой зоны Матутского массива, отвечающая 508 млн лет, явно указывает на смещение результатов относительно пробы из этого же массива с возрастом 520 млн лет. Данный вывод не противоречит геологическим данным, поскольку геохронологическая проба с возрастом 508 млн лет была взята в непосредственной близости от базитовой интрузии более молодого возраста, где анализируемые граниты приобретают признаки высокотемпературного вязкопластического течения, а зерна цирконов несут признаки внешнего воздействия.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и при поддержке РФФИ (проекты № 18-35-00484, 18-05-00851, 18-35-00467).

[1] *Костицын Ю.А., Белоусова Е.А., Силантьев С.А., Бортников Н.С., Аносова М.О.* Современные проблемы геохимических и U-Pb геохронологических исследований циркона в океанических породах // Геохимия. 2015. № 9. С. 771–800.

[2] *Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Зингер Т.Ф., Борисовский С.Е., Матреничев В.А., Перцев А.Н., Шарков Е.В., Сколотнев С.Г.* Морфология и элементы-примеси циркона из океанической литосферы осевой зоны срединно-атлантического хребта (6°–13° С.Ш.): свидетельства особенностей магматической кристаллизации и постмагматических преобразований // Петрология. 2017. Т. 25. С. 335–361.

[3] *Kohn M., Engi M., Lanari P.* Petrochronology: methods and applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2017. V. 83. 596 p.

[4] *Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н.* Термохронология минглинг-даек Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): свидетельства развала коллизионной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 283–310.

[5] *Nasdala L., Wenzel M., Vavra G., Irmer G., Wenzel T., Kober B.* Metamictisation of natural zircon: accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2001. V. 141. P. 125–144.

[6] *Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Буянтуев М.Д.* Комбинированные дайки Западного Сангилена, ЮВ Тува: изотопный возраст, состав, петрогенезис // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения: Материалы Третьей международной научной конференции. Новосибирск, 2016. С. 35–37.

[7] *Гибшер А.С., Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Терлеев А.А., Сухоруков В.П., Руднев С.Н.* Природа и возраст высокобарического (кианитового) метаморфизма Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое: Материалы V Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб.: Sprinter, 2017. С. 52–53.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 235–236

ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ МАГНИТНЫХ ИСТОЧНИКОВ И ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

А.И. Середкина[1, 2], В.А. Голубев[1], С.В. Филиппов[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, ale@crust.irk.ru
[2] Москва, Троицк, Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, sfilip@izmiran.ru

В данной работе впервые на региональном уровне были проведены исследования глубин залегания литосферных магнитных источников для области, включающей в себя северо-восточный фланг Байкальского рифта и сопредельные территории Сибирской платформы и Забайкалья (50–63° с.ш., 110–122° в.д.). Полученные результаты были сопоставлены со средними для каждой тектонической провинции распределениями температуры с глубиной, оцененными для различных моделей коры по наблюденным значениям теплового потока. Рассмотрены причины выявленных расхождений геотермических и геомагнитных данных для Сибирской платформы и Байкальского рифта.

Расчет параметров магнитоактивного слоя (МАС) – глубины его центра масс (Z_0), верхней (Z_t) и нижней (Z_b) границ – выполнялся в предположении о случайном распределении намагниченности методом центроида **[1]**. В качестве исходных данных использовалась глобальная модель литосферного магнитного поля Земли WDMAM 2.0 **[2]**. Спектральный анализ аномалий литосферного геомагнитного поля осуществлялся с помощью пакета Fourpot 1.3b **[3]** в окне 200×200 км. Такой размер окна, как было показано ранее **[4]**, позволяет получать надежные оценки Z_b в различных тектонических провинциях. Для улучшения горизонтального разрешения перекрытие между соседними окнами составляло 50 % от их размера. Оценка глубины центра масс и верхней границы магнитных источников проводилась по наклону линейных аппроксимаций от полученных азимутально-усредненных Фурье-спектров мощности аномалий геомагнитного поля методом наименьших квадратов в длинноволновой и коротковолновой частях спектра соответственно. Глубина нижней границы МАС вычислялась по полученным параметрам: $Z_b=2\cdot Z_0-Z_t$ **[1]**.

В результате проведенных расчетов было показано, что глубина нижней границы литосферных магнитных источников уменьшается в южном направлении в среднем от 35 км под Сибирской платформой до 33 км под северо-восточным флангом Байкальского рифта и до 31 км в Забайкалье. При этом каждая структура характеризуется неоднородной топографией нижней границы МАС, значения глубин варьируются от 25 до 41 км. Следует отметить, что для всей исследуемой территории МАС расположен в пределах земной коры, а его утонение в южном направлении согласуется с уменьшением мощности литосферы **[5]**, что уже ранее было продемонстрировано нами на примере субмеридионального профиля вдоль 113-го меридиана **[6]**.

Общепринято, что глубина нижней границы МАС (Z_b) совпадает с глубиной точки Кюри входящих в состав литосферы ферромагнитных минералов, а температура точки Кюри на континентах в среднем составляет 580 °С **[7]**. Таким образом, зная распределение Z_b, можно оценить температурный режим литосферы рассматриваемой территории, одновременно верифицируя тем самым результаты геотермических исследований. Для этого по данным глобального каталога значений теплового потока International Heat Flow Commission (2011) нами были рассчитаны средние распределения температуры с глубиной для Сибирской платформы, Байкальского рифта и Забайкалья. Предполагалось, что тепловое поле одномерно, стационарно, передача тепла осуществляется только посредством кондукции, а в земной коре действуют лишь радиоактивные источники тепловыделения **[8]**. Вычисления проводились для двухслойной плоскопараллельной модели земной коры и слоя верхней мантии, значения теплопроводности в которых задавались согласно **[9]**. Характеристический параметр убывания мощности теплогенерации с ростом глубины, исходя из среднемировых данных, был принят равным 10 км **[10]**, а

мощность объемной теплогенерации горных пород вблизи земной поверхности (A_0) при расчетах изменялась от 0 до $2 \cdot 10^{-6}$ Вт/м^3. Кроме того, были введены поправки за среднюю температуру на поверхности.

Наилучшим образом полученный температурный профиль согласуется для Забайкалья при $A_0=2 \cdot 10^{-6}$ Вт/м^3. В этом случае средний тепловой поток на поверхности (Q_0) составляет 56 мВт/м^2, а температура 580 °С достигается на глубине 30.0 км. Следует отметить, что Забайкалье характеризуется наиболее равномерными по площади данными по тепловому потоку. Для Байкальского рифта (Q_0=43 мВт/м^2) и Сибирской платформы (Q_0=41 мВт/м^2) даже при отсутствии радиоактивных источников тепла в земной коре температура точки Кюри, согласно геотермическим данным, достигается на глубинах 34.6 и 37.2 км соответственно, что превышает средние значения глубины нижней границы МАС (33 и 35 км) на величину, бóльшую, чем погрешность вычислений. Причинами такого несоответствия могут служить, во-первых, неравномерное распределение и малое количество измерений теплового потока, особенно на Сибирской платформе. Во-вторых, существенное влияние на наблюденные значения теплового потока в Байкальском рифте может оказывать конвективный теплоперенос и перераспределение тепла подземными водами, занижающие кондуктивную составляющую тепловыноса **[8, 9]**. Низкие величины средних тепловых потоков в Байкальском рифте и на Сибирской платформе могут быть также следствием островного и сплошного распространения многолетнемерзлых пород, мощность которых в Якутии иногда превышает 1 км.

Таким образом, опираясь на определения границ МАС на исследуемой территории, можно предполагать, что используемая нами модель одномерного кондуктивного теплопереноса адекватно описывает температурный режим литосферы Забайкалья, но неприменима для Байкальского рифта и Сибирской платформы, где наблюденные значения теплового потока, вероятно, сильно искажены влиянием конвекции.

[1] *Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O.* Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 461–470.

[2] *Lesur V., Hamoudi M., Choi Y., Dyment J., Thébault E.* Building the second version of the World Digital Magnetic Anomaly Map (WDMAM) // Earth, Planets and Space. 2016. V. 68. № 1. P. 1–13.

[3] *Pirttijärvi M.* 2D Fourier domain operations, FOURPOT program. 2015. https://wiki.oulu.fi/x/0oU7AQ/.

[4] *Ravat D., Pignatelli A., Nicolosi I., Chiappini M.* A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data // Geophysical Journal International. 2007. V. 169. P. 421–434.

[5] *Seredkina A., Kozhevnikov V., Melnikova V., Solovey O.* Seismicity and S-wave velocity structure of the crust and the upper mantle in the Baikal rift and adjacent regions // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2016. V. 261. P. 152–160. doi:10.1016/j.pepi.2016.10.011.

[6] *Середкина А.И., Филиппов С.В.* Параметры магнитоактивного слоя литосферы для профиля Сибирская платформа – Забайкалье по данным модели WDMAM 2.0 // Геомагнетизм и аэрономия. 2019. Т. 59. № 6. С. 1–9. doi:10.1134/S0016794019060099.

[7] *Яновский Б.М.* Земной магнетизм. Л.: Ленинградский университет, 1978. 592 с.

[8] *Golubev V.A.* Conductive and convective heat flow in the bottom of Lake Baikal and in the surrounding mountains // Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine. 2000. V. 22. № 2. P. 323–340.

[9] *Голубев В.А.* Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. 222 с.

[10] *Jaupart C., Mareschal J.-C., Iarotsky L.* Radiogenic heatproduction in the continental crust // Lithos. 2016. V. 262. P. 398–427. doi:10.1016/j.lithos.2016.07.017.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 237–239

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА АРХИПЕЛАГА ЗЕМЛЯ ФРАНЦА ИОСИФА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (СРАВНЕНИЕ ДАННЫХ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ)

В.А. Симонов[1, 3, 4], Ю.В. Карякин[2], А.В. Котляров[1, 4], Ю.Р. Васильев[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru
[2] Москва, Геологический институт РАН
[3] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
[4] Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

В последние годы накапливаются данные о магматизме архипелага Земля Франца Иосифа (ЗФИ) **[1–7]**. В то же время многие вопросы, связанные с условиями магматических систем, ответственных за формирование базальтовых комплексов ЗФИ, остаются открытыми. Большой интерес представляет выяснение эволюции PT параметров глубинных расплавов в процессах их подъема из мантийных зон магмогенерации. Значительную помощь в этом случае могут оказать исследования расплавных включений в минералах. В данном сообщении приводятся результаты сравнительного анализа условий базальтового магматизма ЗФИ и Сибирской платформы, проведенного на основе информации по расплавным включениям в плагиоклазах из базальтовых покровов.

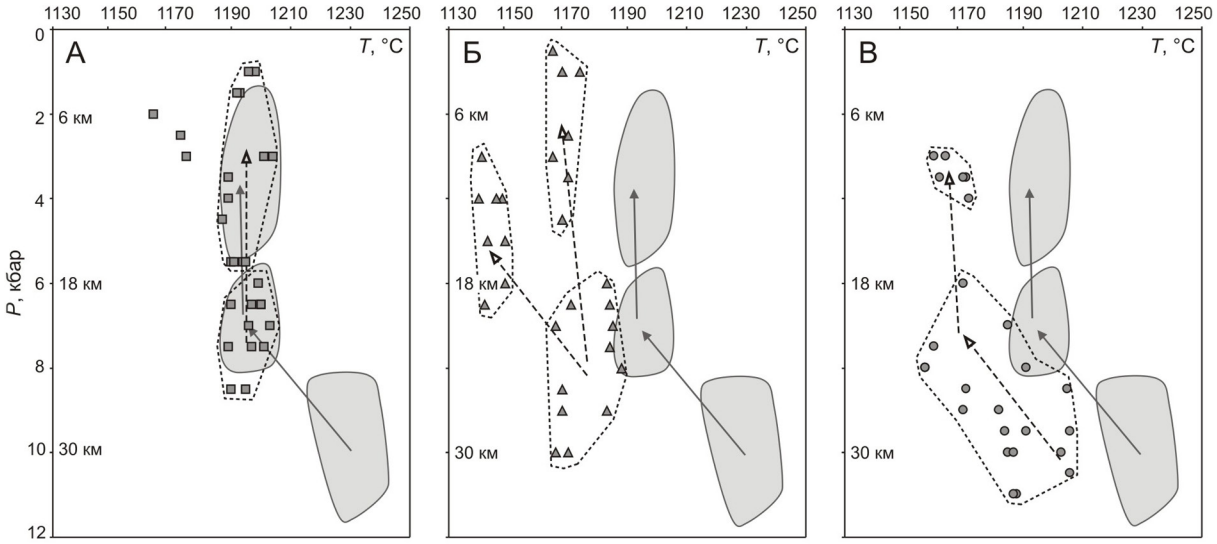
Исследования **базальтовых пород ЗФИ** позволили найти расплавные включения во вкрапленниках плагиоклаза из покровов толеитовых базальтов разного возраста. Экспериментальные работы показали, что температуры гомогенизации расплавных включений в плагиоклазах из раннеюрских покровов варьируются в диапазоне 1175–1210 °С. Для позднеюрских покровов характерны минимальные параметры кристаллизации – 1130–1185 °С. Данные по температурам гомогенизации включений в плагиоклазах из раннемеловых покровов (1160–1205 °С) близки к информации по раннеюрским породам.

В нашем распоряжении имеется обширная коллекция **базальтов Сибирской платформы**, но, несмотря на тщательный просмотр десятков пластинок, расплавные включения удалось найти только в плагиоклазах из единичных образцов, отобранных из покрова базальтов в центральной части разреза ханнамакитской свиты, сложенной преимущественно толеитовыми базальтами **[8]**. Эксперименты позволили установить довольно широкий интервал температур гомогенизации включений: 1190–1240 °С. Эти параметры выше, чем в случае включений в плагиоклазах из базальтов ЗФИ.

Расчеты условий магмогенерации по методике **[9]**, проведенные на основе данных по расплавным включениям, показали эволюцию PT параметров от ранней юры до раннего мела (192.2 → 157.4 → 131.5 млн лет) глубин и температур (70–110 км, 1430–1580 °С → 60–110 км, 1390–1580 °С → 50–140 км, 1350–1690 °С) плавления мантии с формированием источников магм ЗФИ **[6]**. Подобные расчеты условий образования в мантии первичных расплавов позволили установить для базальтов Сибирской платформы следующие параметры – 65–85 км и 1410–1485 °С, попадающие в интервалы, установленные для ЗФИ.

Расчеты PT параметров магматических систем в промежуточных камерах проводились с использованием программы PETROLOG **[10]** по методу **[11]** на основе данных по расплавным включениям в плагиоклазе из раннемеловых, позднеюрских и раннеюрских базальтовых покровов ЗФИ в сравнительном анализе с подобной информацией по включениям в плагиоклазе из базальтовых покровов Сибирской платформы. Содержания воды в расплавах задавались согласно данным авторов по ее количеству в стеклах прогретых включений в плагиоклазах ЗФИ и Сибирской платформы.

На рисунке приведены результаты расчетов PT параметров для раннеюрских (*А*), позднеюрских (*Б*) и раннемеловых (*В*) магматических систем ЗФИ (пунктирные линии) в сравнении с оригинальными данными по базальтовому магматизму Сибирской платформы (сплошные линии и серый цвет), для которого устанавливаются три камеры со следующими параметрами



Результаты расчетов PT параметров для раннеюрских (*А*), позднеюрских (*Б*) и раннемеловых (*В*) магматических систем Земли Франца Иосифа.

кристаллизации минералов: 35–25 км, 1240–1220 °С; 24–18 км, 1205–1190 °С; 17–6 км, 1200–1190 °С. Необходимо отметить, что в глубинных условиях (35–20 км) одновременно с подъемом магмы падает ее температура от 1240 до 1200 °С. В дальнейшем происходит быстрый подъем расплавов до 6 км фактически в изотермических условиях (1200–1190 °С). Сравнение с этими данными показало, что максимально близкая ситуация к характеристикам магм Сибирской платформы устанавливается для наиболее древних (раннеюрских) магматических систем ЗФИ, для которых выделяются две камеры, совпадающие по своим PT параметрам с верхними очагами Сибири (рисунок, *А*).

Развитие позднеюрских магматических систем ЗФИ происходило при более низких температурах, но на близких к двум верхним камерам Сибирской платформы глубинах. При этом часть расплава ЗФИ поднималась (как и в случае Сибирской платформы) в изотермическом режиме, а для другой части одновременно с подъемом (24–15 км) происходило падение температуры кристаллизации: 1175–1145 °С (рисунок, *Б*).

В случае раннемеловых систем ЗФИ кристаллизация началась (как и на раннеюрской стадии) в наиболее глубинных (33 км) условиях, но при более низких температурах – около 1205 °С. Далее при подъеме изменение параметров магм ЗФИ идет параллельно трендам Сибирской платформы, но при меньших температурах (рисунок, *В*).

В целом, проведенный сравнительный анализ магматических систем ЗФИ и Сибирской платформы на основе изучения расплавных включений в плагиоклазе базальтовых покровов показал, что существует определенное сходство, но при этом устанавливаются и заметные отличия PT параметров. Прежде всего, глубины и температуры генерации в мантии первичных магм близки между собой. Далее при подъеме мантийных магм в обоих случаях устанавливается несколько уровней кристаллизации минералов, причем глубины двух верхних магматических камер ЗФИ совпадают с верхними очагами Сибирской платформы. В то же время существуют и явные отличия – более низкие температуры раннемеловых и позднеюрских магматических систем, а также отсутствие наиболее глубинных камер (до 35 км) для раннеюрского магматизма ЗФИ по сравнению с Сибирской платформой. Необходимо также отметить, что экспериментальные исследования расплавных включений позволили установить температуры кристаллизации плагиоклазов, которые в общем для Сибирской платформы (1190–1240 °С) заметно выше, чем в случае ЗФИ (1130–1210 °С).

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН и ГИН РАН, при поддержке Президиума РАН (Арктическая программа), Министерства науки и высшего образования Российской Федерации и РФФИ (проект № 18-05-70040).

[1] *Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В.* Мезозойские магматические комплексы архипелага Земли Франца-Иосифа // Геология полярных областей Земли: Материалы XLII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2009. Т. 1. С. 257–263.

[2] *Карякин Ю.В., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В.* Возраст и состав базальтов центральной и юго-западной частей архипелага Земля Франца-Иосифа // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы LXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010. Т. 1. С. 293–301.

[3] *Карякин Ю.В., Шипилов Э.В.* Геохимическая специализация и $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН. 2009. Т. 425. № 2. С. 213–217.

[4] *Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В., Кораго Е.А., Симонов В.А.* Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1126–1144.

[5] *Карякин Ю.В., Шипилов Э.В.* Траппы Сибири и ЗФИ: сравнительная характеристика // XII Всероссийское петрографическое совещание. Петрозаводск, 2015. С. 68–70.

[6] *Симонов В.А., Карякин Ю.В., Котляров А.В.* Физико-химические условия базальтового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа // Геохимия. 2019. Т. 64. № 7. С. 700–725.

[7] *Karyakin Yu.V., Shipilov E.V., Simonov V.A., Sklyarov E.V., Travin A.V.* Phases and stages of the plume magmatism in the Franz-Josef Land archipelago // Large igneous provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny. Irkutsk: Petrographica, 2011. P. 96–98.

[8] *Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж.* Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавным включениям) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 908–923.

[9] *Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A.N., McCully B., Tighe S.A., Kingsley R.H., Lin J.* Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge: Influences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1995. V. 100. № B7. P. 10057–10076.

[10] *Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu.* Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2011. V. 12. № 7. Q07021.

[11] *Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Карманов Н.С.* Физико-химические параметры магматизма вулканов Уксичан и Ичинский (Срединный хребет Камчатки): данные по расплавным включениям // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 12 (в печати).

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 240–242

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИДАХ: ИСТОЧНИК ПРЯМОЙ ИНФОРМАЦИИ ОБ УСЛОВИЯХ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.А. Симонов[1, 2, 3], А.В. Котляров[1, 3], Е.И. Николенко[1, 4], В.Н. Королюк[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
[3] Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет
[4] Мирный, Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА»

В алмазоносных отложениях верхнего триаса на северо-востоке Сибирской платформы широко распространены хромшпинелиды. В этих минералах были найдены первичные полифазные включения, образовавшиеся при захвате расплава в процессе кристаллизации шпинелей. По совокупности полученных данных в качестве источника доминирующей разновидности хромшпинелидов предполагаются трубки взрыва калиевых щелочных базитов, расположенные в районе Оленекского поднятия **[1]**.

Исследования включений в хромшпинелидах из триасовых отложений северо-востока Сибирской платформы продолжаются, и в последнее время были проведены высокотемпературные эксперименты в микротермокамере. Анализ состава прогретых и закаленных первичных включений позволил получить новые данные о физико-химических параметрах базитовых и ультрабазитовых магматических систем этого региона. Наиболее детально были изучены пробы, отобранные на побережье моря Лаптевых (Оленекский залив), в нижнем течении р. Лены и в приустьевой части р. Оленек. Все пробы характеризуются наличием в тяжелой фракции минералов, часто находящихся в парагенезисе с алмазами, – хромистых пиропов, хромшпинелидов, пикроильменитов **[1]**.

При исследовании включений в хромшпинелидах, с учетом практически полной непрозрачности минерала, была применена особая методика экспериментов с использованием микрокамеры на основе силитового нагревателя **[2]**. Зерна хромшпинелидов (фракция 0.50–0.25 мм) помещались в графитовый микроконтейнер. В ходе высокотемпературных опытов создавались восстановительные условия в результате реакции воздушного кислорода с графитом, что позволило сохранить хромшпинелиды (и включения) несмотря на экстремальные условия экспериментов. В целом использовалась следующая схема опытов: нагрев до 1000–1100 °С (8–10 мин), постепенный нагрев до 1330–1340 °С (10 мин), закалка в воде для получения гомогенного стекла во включениях.

Все экспериментальные работы с расплавными включениями проводились в лаборатории геодинамики и магматизма Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Исследования составов минералов и расплавных включений были выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) с помощью рентгеноспектрального микроанализатора JEOL JXA-8100 SuperProbe.

После высокотемпературных экспериментов и закалки полифазные включения в хромшпинелидах становятся обычно двухфазовыми (стекло – Ст + флюидный пузырек – Фл) или однофазовыми – гомогенное стекло (рис. 1, *А*). Эти данные прямо свидетельствуют о том, что содержимое включений было полностью расплавлено. Сферическая форма пузырька говорит о его формировании в равновесной системе газ – жидкость (расплав). Часть прогретых включений содержит в стекле недоплавленные (оливин) либо новообразованные кристаллические фазы (обычно клинопироксен – Кпир, рис. 1, *Б*).

Изучение отдельных фаз в прогретых включениях позволило установить состав магмы, из которой кристаллизовались хромшпинелиды. При этом анализ стекол фактически гомогенных (рис. 1, *А*) закаленных включений дает прямую химическую информацию о расплаве. В случае многофазных включений (рис. 1, *Б*) на основе данных по отдельным фазам (и согласно их соотношениям) рассчитывался валовый состав.

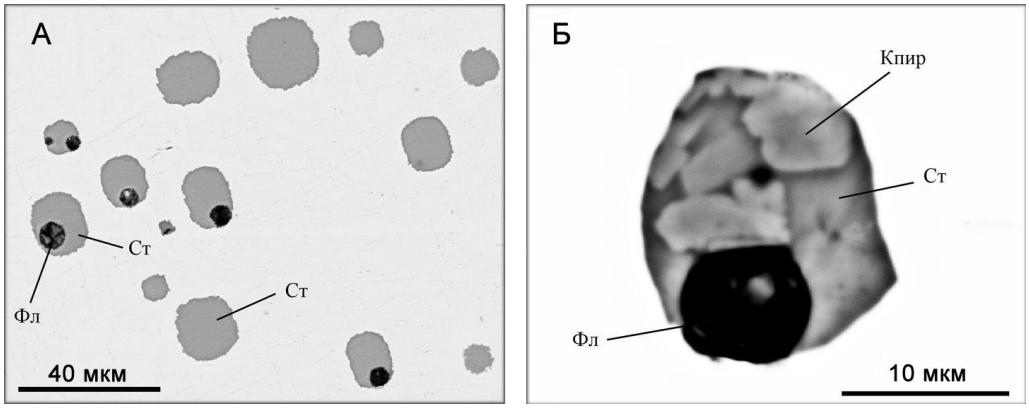


Рис. 1. Микрофотографии расплавных включений.

В результате проведенных работ был получен представительный материал по более чем 50 первичным прогретым и закаленным расплавным включениям в хромшпинелидах. На рисунке 2, построенном с использованием данных из работ **[3–6]**, видно, что по соотношению $MgO – SiO_2$ составы включений показывают в целом эволюцию магматизма от пикритов (MgO до 29–31 мас. %, III) через пикробазальты (IV) и магнезиальные базальты (V) к щелочным породам (I), практически совпадающую с трендом развития магматических систем ультраосновного Гулинского массива на севере Сибирской платформы (показан стрелкой) **[5]**.

Сравнительный анализ полученной информации по расплавным включениям в хромшпинелидах, отобранных на различных полигонах, показывает определенные отличия магматических систем. В частности, для побережья Оленекского залива (1, на рис. 2) характерно присутствие двух контрастных типов расплавов (пикритового и щелочного), точки составов которых попадают в поля пикритовых порфиритов (II) и щелочных пород (I) Маймеча-Котуйского района. Для участка в районе нижнего течения р. Лены (2) устанавливается эволюция от пикритов к пикробазальтам. Для приустьевой части р. Оленек (3) характерны вполне стабильные расплавы пикробазальтового состава (рис. 2).

Подобные закономерности устанавливаются и в случае соотношения $K_2O–MgO$ (рис. 2, *Б*). Здесь хорошо видно, что данные по включениям из хромшпинелидов побережья Оленекского залива (1) образуют две группы, попадающие в контрастные поля пикритов и щелочных пород, между которыми располагаются расплавы устьевой части р. Оленек (3).

В целом на рис. 2 мы видим участие щелочных (калиевых) расплавов при кристаллизации хромшпинелидов побережья Оленекского залива, свидетельствующее о том, что трубки взрыва калиевых щелочных базитов могут выступать в качестве источника, как это предполагалось ранее **[1]**. При этом для всех трех полигонов есть свидетельства об участии пикритовых расплавов и о последующей их эволюции, практически совпадающей с данными по магматическим

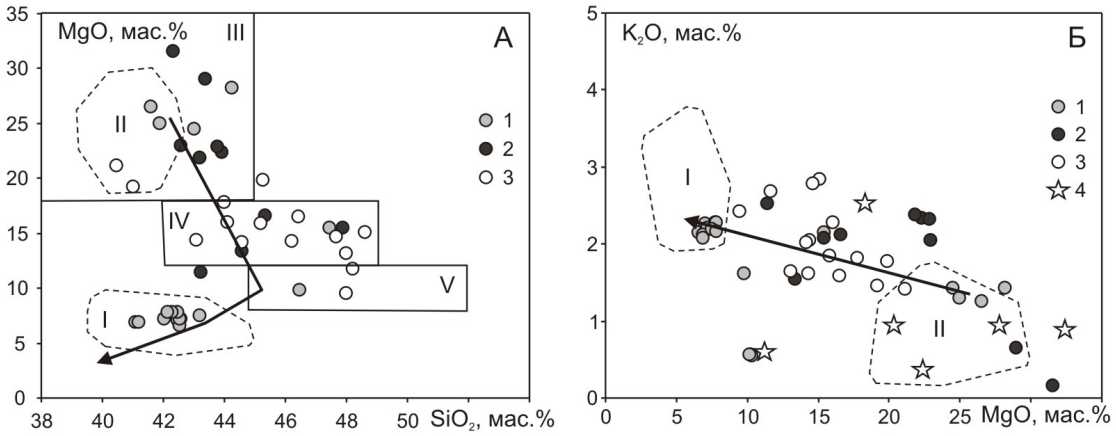


Рис. 2. Диаграммы $MgO–SiO_2$ (*А*) и $K_2O–MgO$ (*Б*) для расплавных включений. Пояснения в тексте.

системам Гулинского ультраосновного массива на севере Сибирской платформы. Таким образом, источником изученных хромшпинелидов мог быть как сам этот массив, так и подобные ультраосновные интрузивные комплексы, скрытые в настоящее время осадочными отложениями. В то же время (как это видно на рис. 2, *Б*, а также по соотношениям Al_2O_3, FeO–MgO) часть данных по включениям в хромшпинелидах из всех трех рассмотренных районов тесно ассоциирует с точками составов кимберлитов. В результате нельзя исключать и кимберлитовые трубки в качестве источника хотя бы части изученных хромшпинелидов северо-востока Сибирской платформы.

На основе данных по составам наиболее магнезиальных прогретых расплавных включений с помощью программы PETROLOG **[7]** рассчитаны температуры ликвидусной кристаллизации рассмотренных хромшпинелидов. Было выяснено, что наиболее высокие параметры (1425–1405 °С) характерны для магматических систем в районе р. Лены. В случае других полигонов (в устьевой части р. Оленек и на побережье моря Оленекского залива) температура кристаллизации хромшпинелидов несколько ниже – 1405–1395 °С. Эти характеристики попадают в интервалы температур формирования хромшпинелидов из ультраосновных массивов Сибирской платформы **[5]**.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (договор № 14.Y26.31.0029), РФФИ (проект № 18-45-140027).

[1] *Николенко Е.И., Логвинова А.М., Изох А.Э., Афанасьев В.П., Олейников О.Б., Биллер А.Я.* Ассоциация хромшпинелидов из верхнетриасовых гравелитов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 10. С. 1680–1700.

[2] *Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В.* Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов юго-востока Сибирской платформы // Петрология. 2011. Т. 19. № 6. С. 579–598.

[3] *Васильев Ю.Р., Золотухин В.В.* Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 272 с.

[4] *Петрографический кодекс России*. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 194 с.

[5] *Симонов В.А., Приходько В.С., Васильев Ю.Р., Котляров А.В.* Физико-химические условия кристаллизации пород ультраосновных массивов Сибирской платформы // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 6. С. 56–79.

[6] *Мальцев М.В.* Критерии локализации и вещественно-индикационные признаки Сюльдюкарского кимберлитового тела как основа прогнозирования месторождений алмазов в Ыгыаттинском районе (Западная Якутия): Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2019. 23 с.

[7] *Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu.* Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2011. V. 12. № 7. Q07021.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 243–245

ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ В СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ЗАДУГОВЫХ БАССЕЙНАХ

В.А. Симонов[1, 3, 4], А.В. Котляров[1, 4], А.В. Яковлев[2, 3]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
[3] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
[4] Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

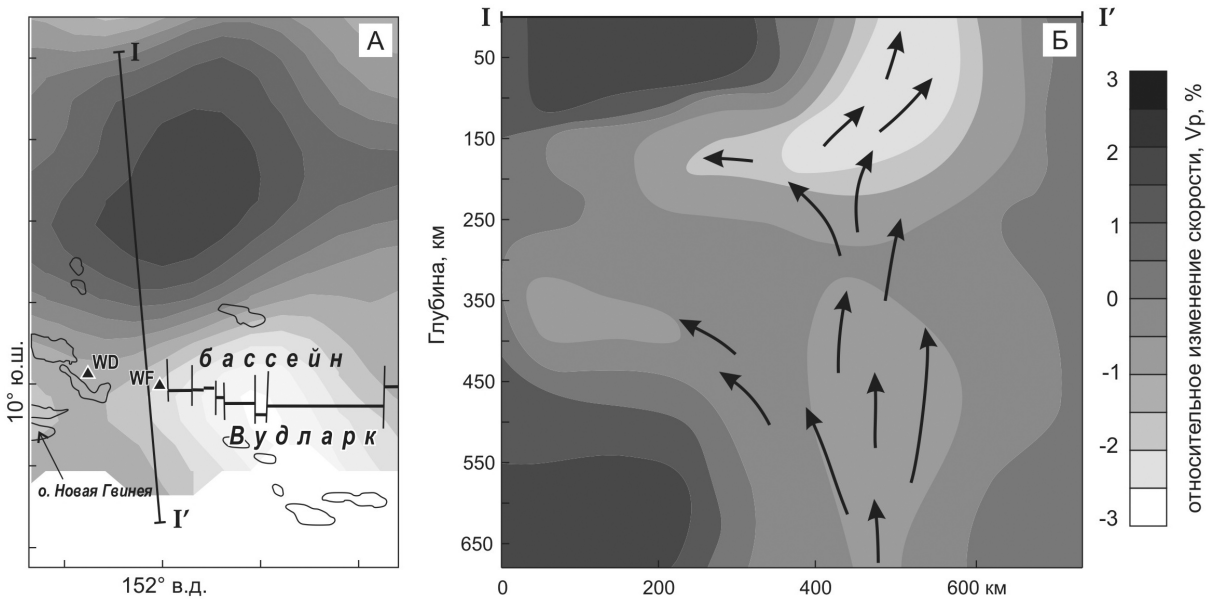
Активные исследования современных задуговых бассейнов свидетельствуют о том, что в этих структурах существуют два основных типа магматических серий – истощенные, сопоставимые с базальтами срединно-океанических хребтов типа N-MORB, и обогащенные, отличающиеся от первых повышенными содержаниями воды, крупноионных литофильных (LILE) и легких редкоземельных (LREE) элементов. Формирование базальтов второго типа (BABB – back-arc basin basalts) может быть связано с влиянием субдукционных процессов на источник расплавов типа N-MORB **[1]**. В настоящее время установлено, что в пределах задуговых бассейнов кроме типичных BABB присутствуют и базальты, обладающие признаками обогащенных пород типа E-MORB или OIB **[2–4]** и имеющие еще более высокий уровень накопления LILE и LREE. Аномально обогащенные базальты этого типа (ABABB – anormal back-arc basin basalts) проявлены либо в районах задуговых морей, испытывающих влияние нижнемантийных плюмов (Северо-Фиджийский бассейн и северная часть бассейна Лау) **[2]**, либо на ранних стадиях раскрытия окраинных морей, там где происходит проникновение рифтовых структур в континентальную кору. В частности, в бассейне Вудларк (рисунок, *А*), западное окончание которого прослеживается в пределах континентального блока Папуа-Новой Гвинеи, располагается вулканическая гора Добу (WD) с магматизмом типа OIB (ABABB) **[3–5]**. В этом же районе, но немного восточнее и в пределах спрединговой океанической части бассейна Вудларк, находится гора Франклин (WF), для которой характерно развитие обогащенного магматизма типа E-MORB, но присутствуют также и относительно низкокалиевые разности, близкие к N-MORB **[5]**.

Исследования ряда офиолитовых ассоциаций Сибири позволили выяснить, что их происхождение связано с древними задуговыми бассейнами **[6, 7]**. Вполне возможно, что в развитии этих палеобассейнов участвовали плюмовые магматические системы.

Для решения вопросов, связанных с плюмовым магматизмом при формировании структур современных и древних задуговых морей, проведен сравнительный анализ оригинальных материалов по бассейну Вудларк и по офиолитам Южной Тувы. Были использованы данные, полученные по расплавным включениям в минералах, а также информация по сейсмотомографии западной части Тихого океана.

В случае бассейна Вудларк (западная окраина Тихого океана) с помощью обработки имеющихся сейсмотомографических данных (рисунок, *А*) оказалось возможным показать непосредственное участие плюма при развитии магматических систем. На рисунке, *Б*, приведен разрез глубинных структур этого района, построенный нами перпендикулярно рифту бассейна и фактически через гору Франклин (WF) с магматизмом, обогащенным калием и LREE **[5]**. Отчетливо виден подъем «горячего» глубинного материала. Таким образом, непосредственно наблюдается реальное развитие плюмовой структуры в бассейне Вудларк, сопровождаемое проявлениями обогащенного магматизма.

Проведенные нами экспериментальные исследования расплавных включений в оливине из магнезиальных базальтов вулканической горы Добу в бассейнае Вудларк свидетельствуют о их гомогенизации при температуре 1215–1320 °С. Составы гомогенизированных расплавных включений дали информацию об эволюции магм. В частности, при снижении температуры глубинных расплавов значения TiO_2, CaO, H_2O увеличиваются, а MgO, Cr (иногда La, Ce, Nb, Sr) – уменьшаются. Похожая ситуация, согласно нашим данным по расплавным включениям, характерна и для первичных расплавов E-MORB из зоны трансформного разлома 15°20′ (Срединно-



Сейсмотомографические данные по бассейну Вудларк.

Атлантический хребет). В то же время составы исходных обогащенных расплавов Вудларка отличаются от начальных расплавов E-MORB накоплением TiO_2, K_2O и обеднением MgO, CaO. В целом, в оливинах из субщелочных базальтов бассейна Вудларк были исследованы расплавные включения, отвечающие по составу магнезиальным базальтовым магмам, часть которых представляла исходные расплавы для пород типа ABABB. При этом глубинные расплавы ABABB содержали значительное количество щелочей, LREE и H_2O по сравнению с первичными магмами MORB, что свидетельствует о существенном влиянии обогащенных систем и связанных с ними флюидных компонентов.

Расчеты по методу **[8]** на основе составов расплавных включений в оливине показали, что первичные расплавы бассейна Вудларк формировались на глубинах около 55 км и при температуре около 1365 °С.

Исследования офиолитов Южной Тувы, формирование которых тесно связано с развитием задугового палеобассейна **[7]**, позволили получить информацию о древних магматических системах. Эксперименты с расплавными включениями в клинопироксене из лав «кускунугской свиты» Агардагской зоны показали, что температура их гомогенизации составляет 1210–1255 °С. Было установлено, что гомогенизированные расплавные включения в клинопироксене обладают примитивным составом с максимумом магния и минимумом калия и отражают, скорее всего, свойства еще слабодифференцированного расплава, захваченного растущим минералом в глубинных условиях. Об этом свидетельствуют также данные на диаграмме $CaO–Al_2O_3–MgO$, где точки составов расплавных включений располагаются между полями ультраосновных и основных кумулятов, в то время как дайки из верхнего горизонта офиолитов Южной Тувы приурочены главным образом к области пород основного состава. Максимум титана (до 3.1 мас. %) содержат лавы и расплавные включения в клинопироксенах из лав в «кускунугской свите». По соотношению $TiO_2–K_2O$ они располагаются в поле базальтов типа OIB, что свидетельствует о влиянии глубинного плюмового источника. Об этом же говорит и крутой угол наклона тренда расплавных включений, совпадающий по направлению с графиком OIB, на диаграмме $TiO_2–FeO/MgO$.

Расчеты по методу **[8]** на основе составов расплавных включений в клинопироксене показали, что первичные расплавы офиолитов Южной Тувы формировались преимущественно на глубинах 45–60 км и при температурах 1310–1390 °С.

В целом, проведенные исследования показали, что в формировании офиолитов Южной Тувы активное участие принимали расплавы с плюмовым компонентом, а также низкокалиевые океанические магмы. Подобное сочетание обогащенных и истощенных систем отмечено и для горы Франклин в бассейне Вудларк **[5]**. Наши данные по расплавным включениям показывают практически такие же глубины образования первичных магм Южной Тувы (45–60 км), как и в

случае бассейна Вудларк (55 км). Таким образом, полученная информация свидетельствует о сходстве процессов формирования базальтовых комплексов древних офиолитов Южной Тувы и современного бассейна Вудларк с участием плюмовых магматических систем.

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН и ИНГГ СО РАН при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (договора № 14.Y26.31.0029).

[1] *Sinton J.M., Fryer P.* Mariana Trough basalts from 18°N: Implications for the origin of back arc basin basalts // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1987. V. 92. № B12. P. 12782–12802.

[2] *Johnson K.T.M., Sinton J.M.* Petrology, tectonic setting, and the formation of back-arc basin basalts in the North Fiji Basin // Geologisches Jahrbuch, Reihe D: Mineralogy, petrology, geochemistry and economic geology. 1990. V. D92. P. 517–545.

[3] *Зоненшайн Л.П., Дриль С.И., Кузьмин М.И., Симонов В.А., Бобров В.А.* Геохимические типы базальтов задуговых бассейнов Западный Вудларк, Лау и Манус // ДАН. 1995. Т. 341. № 4. С. 532–535.

[4] *Симонов В.А., Дриль С.И., Кузьмин М.И.* Особенности эволюции глубинных базальтовых расплавов задугового бассейна Вудларк (Тихий океан) // ДАН. 1999. Т. 368. № 3. С. 388–391.

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

[6] *Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.* Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 249 с.

[7] *Котляров А.В.* Петрология офиолитовых ассоциаций Южной и Восточной Тувы. Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2010. 18 с.

[8] *Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A.N., McCully B., Tighe S.A., Kingsley R.H., Lin J.* Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge: Influences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1995. V. 100. № B7. P. 10057–10076.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 246–248

ПЕРОВСКИТЫ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА (ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ И ВАРИАЦИИ СОСТАВА

Е.В. Скляров[1, 2], Н.С. Карманов[3], А.В. Лавренчук[3, 4], А.Е. Старикова[3, 4]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru
[2] Владивосток, Дальневосточный федеральный университет, skl@crust.irk.ru
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, krm@igm.nsc.ru
[4] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, a_sklr@mail.ru

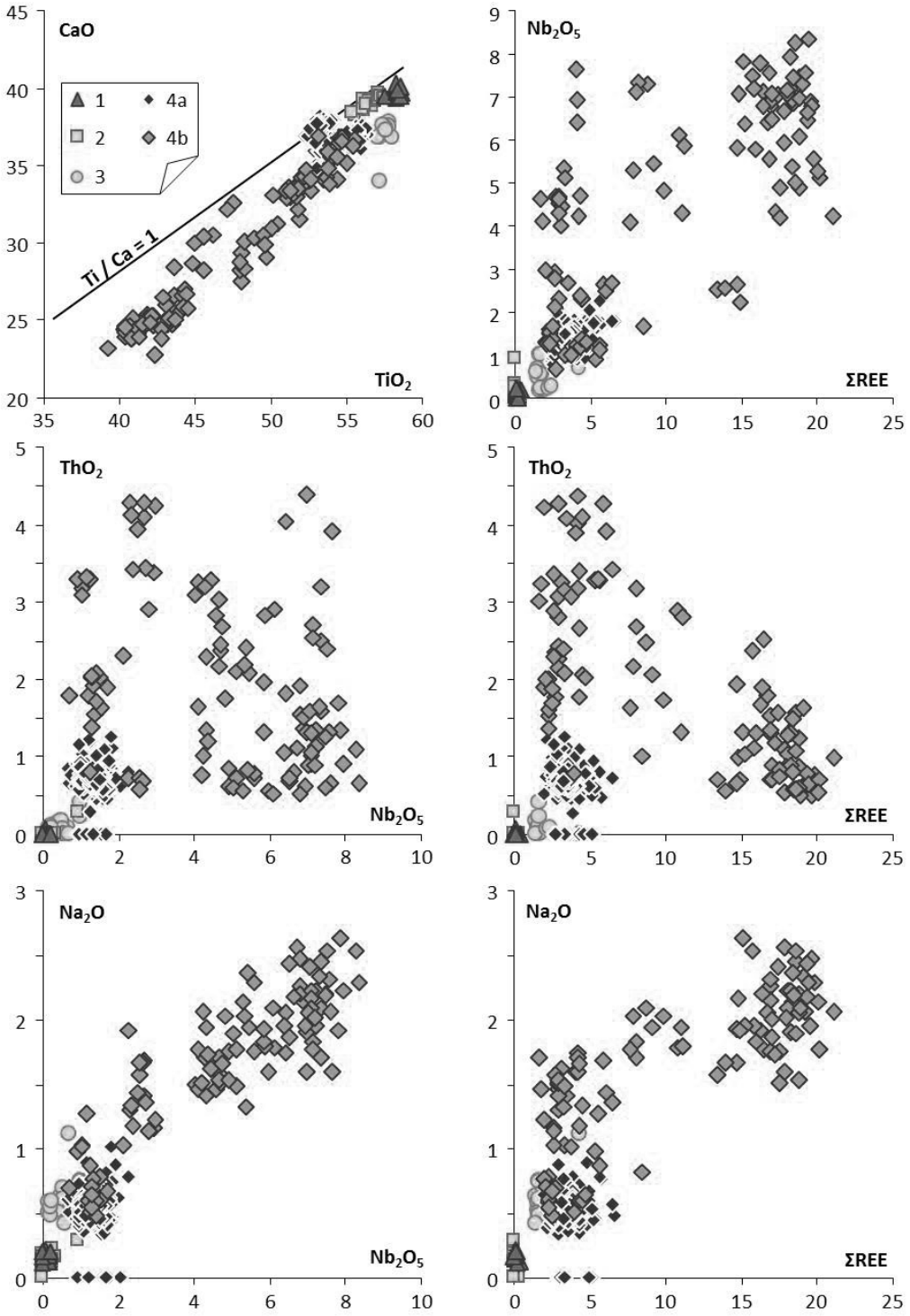
Перовскит активно используется для U-Pb датирования магматических комплексов, наряду с цирконом, бадделеитом и другими урансодержащими минералами, главным образом кимберлитов и карбонатитов. Айрленд с соавторами **[2]** первыми датировали перовскиты с использованием ион-ионного масс-спектрометра (SHRIMP). В качестве стандарта они использовали перовскит из «Tazheran skarn deposit in East Siberia (Russia)» **[2]** с высоким содержанием урана, возраст которого (463 млн лет) был определен еще в начале 80-х годов **[5]**. Позднее минерал был неоднократно использован в качестве стандарта для датирования кимберлитов разных регионов мира **[3, 4, 7, 8 и др.]**. Во всех приведенных выше публикациях отсутствует информация о тажеранских перовскитах не только геологического, но и минералогического характера. Обусловлено это тем, что кристаллы перовскита, использованные в качестве стандарта, были отобраны во время международных геологических экскурсий, а геологическое описание перовскитсодержащих пород было приведено только в книге А.А. Конева и В.С. Самойлова **[1]**, опубликованной на русском языке и вследствие этого незнакомой широкому кругу исследователей. Между тем перовскит в Тажеранском массиве присутствует в разных типах пород, в разных минеральных ассоциациях и сильно варьируется по своему химическому составу. Сам же массив расположен в пределах Ольхонского метаморфического террейна, являющегося составной частью раннепалеозойского Байкальского коллизионного пояса в южном обрамлении Сибирского кратона. Термин «массив» в данном случае можно применять только в тектоническом, а не петрологическом смысле, поскольку массив представляет собой сложный композит магматических, метаморфических и метасоматических пород. Перовскит присутствует в магнезиальных метасоматитах, среди которых выделяется две разновидности: жильные кальцифиры в бруситовых мраморах и скарны и кальцифиры на контактах нефелиновых сиенитов с бруситовыми мраморами.

Для жильных Fo-Spl кальцифиров, изученных в двух проявлениях, характерны наиболее чистые перовскиты, в которых содержание примесных компонентов не превышает 1 % (рисунок) за исключением урана. Перовскиты из Fo-Spl кальцифиров проявления 2 на берегу Байкала также характеризуются низкими концентрациями примесных компонентов, исключением является только уран, содержания которого составляют 0.6–2.3 % UO_2. Основные минералы кальцифиров – форстерит, титансодержащая шпинель и кальцит, реже присутствует клиногумит и доломит. Акцессорные минералы представлены перовскитом, гейкелитом, пикроильменитом, кальциртитом и тажеранитом.

Основными породообразующими минералами скарнов и ассоциирующих кальцифиров являются форстерит, диопсид, флогопит, кальцит, нефелин, кальцит, реже амфибол. В качестве акцессориев присутствуют пикроильменит, магнетит, апатит, перовскит, бадделеит, цирконолит, кальциртит, тажеранит, редко луешит и уран-ториевые минералы.

В перовскитах из контактовых скарнов в значительных количествах появляются редкоземельные элементы (Ce, Nd, La). Вариации концентраций урана незначительны: 0.1–0.4 % UO_2.

Наибольшими вариациями химического состава характеризуются перовскиты из апофиз Fo-Spl кальцифиров, ассоциирующих со скарнами. В них зафиксированы значительные концентрации РЗЭ (до 23 %), ниобия (до 8.5 %), тория (до 4.3 %), натрия (до 2.5 %), железа (до 6 %).



Вариации состава перовскитов Тажеранского массива (по [6]). *1–2* – перовскиты из двух проявлений жильных кальцифиров; *3* – перовскиты из скарнов; *4, a, b,* – перовскиты из кальцифиров, ассоциирующих со скарнами.

Концентрации урана обычно не превышают 1 %, часто ниже предела обнаружения. Четко выделяется две группы перовскитов. Самая распространенная группа представлена ограненными кристаллами октаэдрического габитуса без значимых вариаций химического состава. Содержания примесных компонентов минимальны для этого проявления: REE_2O_3 3.6 %, Fe_2O_3 1.6 %, Nb_2O_5 1.3 %, ThO_2 0.7 %, UO_2 0.6 %, Na_2O 0.6 %. Самые большие отклонения по составу от перовскита (senso stricto) отмечаются в выделениях неправильной формы, заключенных в рубашку, сложенную эпитаксическими сростками пикроильменита и магнетита. В таких выделениях также выделяется ранняя фаза перовскитов с меньшими количествами примесных компонентов, которой

сложена основная часть выделений, и поздняя фаза в виде небольших зон в краевых частях перовскита или в виде отдельных зерен неправильной формы в магнетит-пикроильменитовой «рубашке». В «рубашке», кроме перовскита, присутствуют включения циркелита, пирохлора, урананит-торианита.

Поздний перовскит характеризуется очень широкими вариациями состава. Содержания РЗЭ в нем варьируются от 1.5 до 23 % REE_2O_3, ниобия – от 0.4 до 8 % Nb_2O_5, тория – от 0.8 до 7.8 % ThO_2 (рисунок). Концентрации урана не превышают 1 % UO_2, а нередко – ниже предела обнаружения.

[1] *Конев А.А., Самойлов В.С.* Контактовый метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 246 с.

[2] *Ireland T.R., Compston W., Williams I.S., Wendt I.* U–Th–Pb systematics of individual perovskite grains from the Allende and Murchison carbonaceous chondrites // Earth and Planetary Science Letters. 1990. V. 101. P. 379–387.

[3] *Kinny P.D., Griffin B.J., Heaman, L.M., Brakhfogel F.F., Spetsius Z.V.* SHRIMP U–Pb ages of perovskite from Yakutian kimberlites // Russian Geology and Geophysics. 1997. V. 38. P. 97–105.

[4] *Li Q., Li X., Liu Y., Wu F., Yang J., Mitchell R.H.* Precise U–Pb and Th–Pb age determination of kimberlitic perovskites by secondary ion mass spectrometry // Chemical Geology. 2010. V. 269. P. 396–405.

[5] *Oversby V.M., Ringwood A.E.* Lead isotopic studies of zirconolite and perovskite and their implications for long range Synroc stability // Radioactive Waste Management. 1981. V. 1. P. 289–307.

[6] *Sklyarov E.V., Karmanov N.S., Lavrenchuk A.V., Starikova A.E.* Perovskites of the Tazheran Massif (Baikal, Russia) // Minerals. 2019. V. 9. № 5. P. 323.

[7] *Wu F., Yang Y., Mitchell R.H., Li Q., Yang J., Zhang Y.* In situ U-Pb age determination and Nd isotopic analysis of perovkites from kimberlites in southern Africa and Somerset Island, Canada // Lithos. 2010. V. 115. P. 205–222.

[8] *Yang Y.H., Wu F.Y., Wilde S.A., Liu X.M., Zhang Y.B., Xie L.W., Yang J.H.* In situ perovskite Sr–Nd–Hf isotopic constraints on the petrogenesis of the Ordovician Mengyin kimberlites in the North China Craton // Chemical Geology. 2009. V. 264. P. 24–42.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 249–251

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ, C- и Sr-ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕКЕМБРИЙСКОЙ ОЛДЫНДИНСКОЙ СВИТЫ (ВИТИМСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ)

М.С. Скрипников[1], А.Б Кузнецов[2], Л.И. Ветлужских[1]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН,
[2] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Отложения олдындинской свиты распространены в пределах юго-западной части Витимского плоскогорья в Еравнинской подзоне Удино-Витимской зоны **[8]** и представлены дифференцированными вулканитами, субвулканическими образованиями и биогермными известняками **[7]**. Последние слагают многочисленные биогермы, биостромы и линзы. Биогермные известняки сложены преимущественно остатками археоциат и водорослей, и, помимо этого, в них встречаются трилобиты, хиолиты и другие органические остатки **[10]**. Отложения олдындинской свиты содержат металлические полезные ископаемые, наибольший интерес из которых представляют проявления магнетитовых, колчеданных, полиметаллических, борных и редкометалльных руд **[2]**.

Не одно десятилетие здесь проводятся специализированные биостратиграфические работы, однако до сих пор имеющиеся схемы стратиграфии палеозойских отложений дискутируются, чему способствует также плохая обнаженность, фрагментарность распространения стратифицированных образований среди обширных площадей гранитоидов.

Значительный вклад в изучение фауны археоциат свиты внес М.М. Язмир в шестидесятые годы прошлого столетия **[10]**, выделив в составе олдындинской свиты четыре горизонта под названием нижнего ульдзуйтуйского, верхнего ульдзуйтуйского, сухореченского и хулудинского и сопоставив их с базаихским, камешковским и санаштыкгольским горизонтами Алтае-Саянской области. Позднее И.Т. Журавлевой **[8]** выделенные М.М. Язмиром горизонты в полных объемах коррелировались с боградским горизонтом раннего кембрия унифицированной схемы, а аналоги санаштыкгольского уровня ею уже не выделялись.

Для олдындинской свиты характерно наличие комплекса археоциат атдабанского-ботомского ярусов. Также из известняков олдындинской свиты были описаны крибрициаты – проблематичная группа организмов, которая ранее считалась личиночной формой археоциат **[3]**. Они представлены одностенными формами с простой морфологией *Dubius, Ramifer*, реже двустенными *Akademiophyllum, Dolichocyathus, Leibaella, Lomaticyathus, Striatocyathus* **[9]**.

На территории Саяно-Байкальской горной области (СБГО) археоциаты появляются в атдабанское время, достигают своего расцвета в конце атдабана – начале ботома и исчезают в тойонское время. Наиболее широкое таксономическое разнообразие археоциат характерно для

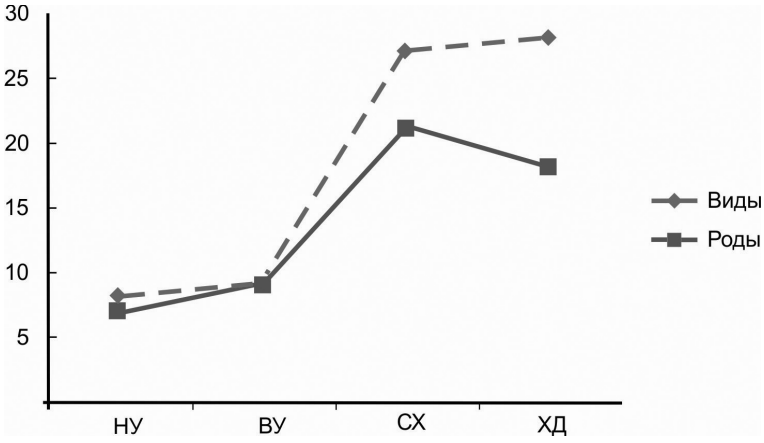


Рис. 1. Изменение родового и видового разнообразия археоциат олдындинской свиты. Горизонты: НУ – нижнеульдзуйтуйский, ВУ – верхнеульдзуйтуйский, СХ – сухореченский, ХД – хулудинский (Язмир, 1968).

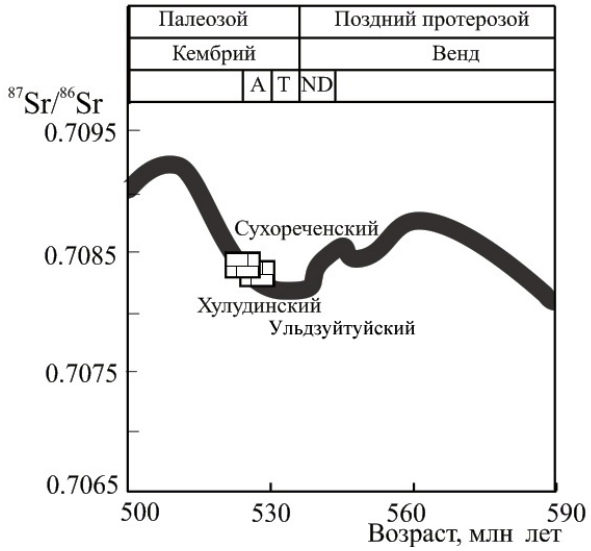


Рис. 2. Изотопный состав Sr в карбонатных отложениях СБГО в сравнении с кривой эволюции $^{87}Sr/^{86}Sr$ в неопротерозойском океане [4].

олдындинской свиты (рис. 1). Фаунистическое разнообразие коррелируется с Сибирской платформой, как и влияние среднеботомского кризиса, широко проявившегося в кембрии. На Сибирской платформе этому соответствуют положительные аномалии $\delta^{13}C$ **[6]**.

В результате исследований последних лет были получены новые данные о стратиграфических подразделениях, традиционно считавшихся венд-кембрийскими. Эти данные требуют постановки более детальных исследований осадочных образований региона и, следовательно, использования новых методов, поэтому был применен метод C- и Sr-изотопной хемостратиграфии, в основе которого лежат знания о вариациях изотопного состава C и Sr в морской воде палеоокеанов. Этот метод обеспечивает независимую корреляцию морских карбонатных осадков посредством сопоставления C- и Sr-изотопной характеристики пород с эталонными кривыми вариаций $\delta^{13}C$ и отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ **[4, 5, 11, 12]**.

В известняках олдындинской свиты на основе геохимических критериев были выбраны образцы, в которых определен изотопный состав C, O и Sr. В результате проведенных исследований установлено, что величины $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в нижнеульдзуйтуйском и хулудинском горизонтах отличаются от этих величин в верхнеульдзуйтуйском и сухореченском (в среднем): 0.8, –10, 0.7083 против 1.9, –22, 0.7084.

Полученные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках соответствует нижнему кембрию (рис. 2). Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках олдындинской свиты (0.7083–0.7084) показывает, что эти осадки образовались в атдабанское – ботомское время, что совпадает с выделенным комплексом археоциат **[10]**.

Отличие C-O изотопных характеристик карбонатных пород ульдзуйтуйского и сухореченского горизонтов от хулудинского отражает разные фациальные обстановки осадконакопления. Отложения нижней части кембрийского разреза накапливались в мелководных прибрежно-морских обстановках, что соответствует представлениям о развитии Удино-Витимской островодужной системы в атдабанское время **[1]**. В этой обстановке были развиты раннекембрийские аналоги рифогенных построек и господствовал более теплый водный режим. Для известняков хулудинского горизонта помимо пониженных $\delta^{13}C$ характерны пониженные содержания малых элементов (Mn до 210 мкг/г и Fe до 200 мкг/г). Это указывает на большую открытость морского палеобассейна в сторону океана.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00986).

[1] *Гордиенко И.В. и др.* История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.

[2] *Гордиенко И.В., Нефедьев М.А., Платов В.С.* Строение, минеральные типы рудных месторождений и перспективы освоения Еравнинского рудного района Западного Забайкалья // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2013. № 1. С. 7–22.

[3] *Журавлев А.Ю.* Особенности разнообразия организмов в кембрии. Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 4. М.: ПИН РАН, 2001. 200 с.

[4] *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.

[5] *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.

[6] *Лучинина В.А., Коровников И.В., Новожилова Н.В., Токарев Д.А.* Биофации раннего кембрия Сибирской платформы по бентосу (хиолиты, мелкораковинная проблематика, археоциаты, трилобиты и известковые водоросли) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 2. С. 3–21.

[7] *Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С.* Стратиграфия и вулканизм нижнего и среднего палеозоя Байкальской горной области // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 38–46.

[8] *Постников А.А., Журавлева И.Т., Терлеев А.А.* Стратиграфия кембрийских отложений Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 3. С. 608–619.

[9] *Скрипников М.С., Ветлужских Л.И.* Крибрициаты олдындинской свиты (Западное Забайкалье) // Материалы IV Всероссийской молодежной научной конференции. Улан-Удэ: Изд-во БГУ, 2017. С. 61–63.

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

[11] *Brasier M.D., Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu., Corfield R.M., Derry L.A.* A carbon isotope reference scale for the Lower Cambrian succession in Siberia: report of IGCP Project 303 // Geological Magazine. 1994. V. 131. № 6. P. 767–783.

[12] *Zhu M.Y., Zhang J.M., Li G.X., Yang A.H.* Evolution of C isotopes in the Cambrian of China: implications for Cambrian subdivision and trilobite mass extinctions // Geobios. 2004. V. 37. № 2. P. 287–301.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 252–253

ИСТОЧНИКИ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕПЕРМСКОЙ БЕРЕИНСКОЙ СВИТЫ НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Ю.В. Смирнов

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

Нора-Сухотинский террейн в российской геологической литературе рассматривается в качестве северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса. По существующим представлениям он разделяет Аргунский и Бурея-Цзямусинский супертеррейны и сложен фаунистически не охарактеризованными вулканогенно-осадочными комплексами, условно относимыми к верхнему протерозою, с которыми пространственно ассоциируют тела диабазов и метагабброидов, а также терригенными и терригенно-карбонатными отложениями силура, девона, карбона и перми **[1, 2]**. Эти образования прорваны разновозрастными и разнообразными по составу магматическими комплексами. Вулканогенно-осадочные, терригенные и терригенно-карбонатные отложения Нора-Сухотинского террейна практически полностью перекрыты кайнозойскими отложениями Амуро-Зейской впадины, что создает огромные трудности для их изучения.

В статье приведены результаты исследований химического состава метатерригенных пород (алевропесчаников и мелко- и среднезернистых песчаников) нижнепермской береинской свиты Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна.

Метатерригенные породы береинской свиты имеют низкие значения величин $\log(SiO_2/Al_2O_3)$, $\log(Na_2O/K_2O)$ и на классификационной диаграмме, предложенной Ф.Дж. Петтиджоном с соавторами **[3]**, соответствуют аркозам. Аналогичный вывод следует из анализа диаграммы K_2O–Na_2O **[3]**. На тройной классификационной диаграмме (Fe_2O_3общ.+MgO+ +MnO+TiO_2)–SiO_2–(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O) **[4]** точки состава метаалевропесчаников и метапесчаников береинской свиты тяготеют к полю полимиктовых песчаников.

Высокие значения индекса интенсивности химического выветривания **[5]** CIA=100× ×(Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)) (65–79), индекса степени преобразования плагиоклазов **[6]** PIA=100×((Al_2O_3–K_2O)/(Al_2O_3+CaO+Na_2O–K_2O)) (70–92), индекса химического выветривания **[7]** CIW=100×((Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O)) (74–93), с одной стороны, и низкие значения индекса выветривания Паркера **[8]** WIP=100×((2×Na_2O/0.35)+(MgO/0.90)+(2×K_2O/0.25)+(CaO/0.70) (29–42) – с другой в метатерригенных породах береинской свиты указывают на формирование их за счет размыва геохимически зрелого исходного материала.

Для выявления состава пород питающих провинций использовались дискриминационные диаграммы, основанные на содержании и соотношении основных петрогенных компонентов и микроэлементов. Фигуративные точки состава метаалевропесчаников и метапесчаников береинской свиты на диаграммах La/Sc-Th/Co **[9]**, Nb/Y–Zr/TiO_2 **[10]**, F1–F2 **[11]**, (CaO+MgO)–SiO_2/10–(Na_2O+K_2O) **[12]** расположены в поле осадков, сформированных за счет размыва пород кислого и среднего состава. Исходя из существующей точки зрения **[1]**, согласно которой Нора-Сухотинский террейн представляет собой «шовную зону», разделяющую Аргунский и Буреинско-Цзямусинский супертеррейны, основными источниками сноса кластического материала, вероятно, послужили образования Буреинского террейна Бурея-Цзямусинского супертеррейна **[13, 14 и др.]** и Мамынского террейна Аргунского супертеррейна **[15, 16 и др.]**.

[1] Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

[2] Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: ХГГГП, 1994.

[3] *Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.

[4] *Коссовская А.Г., Тучкова М.И.* К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 2. С. 8–24.
[5] *Nessbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
[6] *Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M.* Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosoils, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. P. 921–924.
[7] *Harnois L.* The CIW index a new chemical index of weathering // Sedimentary Geology. 1988. V. 55. № 3–4. P. 319–322.
[8] *Parker A.* An index of weathering for silicate rocks // Geological Magazine. 1970. V. 107. P. 501–504.
[9] *Cullers R.L.* Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chemical Geology. 2002. V. 191. P. 305–327.
[10] *Winchester J.A., Floyd P.A.* Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. 1977. V. 20. P. 325–343.
[11] *Roser B.D., Korsch R.J.* Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determinate using discriminant function analysis of major-element data // Chemical Geology. 1988. V. 67. P. 119–139.
[12] *Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М.* Континентальная кора и ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
[13] *Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н. и др.* Первые данные о возрасте метариолитов туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 370–375.
[14] *Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Раннепалеозойский возраст гранитоидов кивилийского комплекса Буреинского террейна (восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. 2011. Т. 440. № 3. С. 392–396.
[15] *Сорокин А.А., Кудряшов Н.М.* Первые U-Pb геохронологические и геохимические данные для поздневендских и раннепалеозойских кислых вулканитов Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН. 2015. Т. 465. № 4. С. 473–478.
[16] *Сорокин А.А., Кудряшов Н.М.* Кембрий-ордовикская диорит-гранодиорит-гранитная ассоциация Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): U–Pb-геохронологические и геохимические данные // ДАН. 2017. Т. 472. № 3. С. 326–332.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 254–255

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА УСЛОВНО-ВЕРХНЕАРХЕЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА

Ю.В. Смирнов, Р.О. Овчинников

Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, roman11021992@mail.ru

Получение данных о геохимических особенностях, первичной природе протолита метаморфических образований в строении континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса является необходимым условием для понимания эволюции геологического развития не только Буреинского массива, но и всей восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. При этом особое значение имеет изучение метаморфических пород, относящихся к фундаменту континентальных массивов.

Буреинский массив является одним из наиболее крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна **[4 и др.]**. По существующим на данным момент представлениям к одним из наиболее древних образований Буреинского континентального массива относятся условно-позднеархейские метаморфические породы дягдаглейской толщи, P-T условия формирования которых соответствуют амфиболитовой фации **[2 и др.]**. С метаморфическими образованиями дягдаглейской толщи пространственно ассоциируют тела метаморфизованных габброидов амурского и гранитоидов древнебуреинского комплексов, также условно отнесенных к позднему архею **[2]**. Однако, как показали ранее проведенные геохронологические исследования, магматические образования, относимые к этим комплексам в северной части Буреинского континентального массива, имеют не раннедокембрийский, а позднепалеозойский и раннемезозойский возраст **[3]**.

Сведения о геохимических особенностях, первичной природе протолита метаморфических пород дягдаглейской толщи северной части Буреинского континентального массива отсутствуют. В этой связи нами были выполнены комплексные петрографические, геохимические исследования метаморфических пород дягдаглейской толщи (в береговых обнажениях ручья Дягдагле).

Среди метаморфических образований, представляющих дягдаглейскую толщу, в нашей коллекции преобладают биотитовые, двуслюдяные гранатсодержащие гнейсы. Для них характерны следующие содержания породообразующих оксидов: SiO_2 – 60.41–74.00 %, TiO_2 – 0.36–1.17 %, Al_2O_3 – 10.26–14.73 %, Fe_2O_3* – 2.58–9.47 %, MnO – 0.04–0.15 %, MgO – 0.55–2.27 %, CaO – 1.52–2.96 %, Na_2O – 1.42–2.85 %, K_2O – 1.79–5.70 %, P_2O_5 – 0.02–0.07 %.

Распределение редкоземельных элементов в рассматриваемых гнейсах достаточно однотипно и характеризуется отчетливым преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ($[La/Yb]_n$=3–22) и умеренно глубокой европиевой аномалией (Eu/Eu*=0.55–0.96). Уровень концентраций литофильных элементов близок к верхнекоровому, за исключением незначительного дефицита U, Nb, Ta, Sr и, наоборот, некоторого избытка лантаноидов Y, Sc, Co, V, Ni, Cr.

На дискриминационных диаграммах MgO/CaO vs P_2O_5/TiO_2 и $Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)$–$K_2O/(K_2O+Na_2O)$ фигуративные точки рассматриваемых гнейсов располагаются в поле метаморфических пород, образовавшихся за счет преобразования осадочных пород **[5, 6]**.

Для более точного определения первичной природы гнейсов дягдаглейской толщи нами были использованы дискриминантные функции Df*shaw* (=10.44–0.21SiO_2–0.32Fe_2O_3–0.98MgO+0.55CaO+1.46Na_2O+0.54K_2O) **[7]** и Df(x)(=–0.24SiO_2–0.16TiO_2–0.25Al_2O_3–0.28FeO*–0.30MgO–0.48CaO–0.79Na_2O–0.46K_2O–0.10P_2O_5+26.64) **[1]**. Биотитовые, двуслюдяные гранатсодержащие гнейсы дягдаглейской толщи имеют строго отрицательные значения функции Df*shaw* (от –4.24 до –0.52), что, согласно идее разработчика, соответствует парапородам. Кроме того, исследуемым нами метаморфическим породам дягдаглейской толщи свойственны строго положительные значения функции Df(x) (от 0.15 до 1.77), что, согласно идее разработчика, также соответствует метаморфическим породам, имеющим первично-осадочное происхождение.

Таким образом, результаты выполненных исследований свидетельствуют о том, что биотитовые, двуслюдяные гранатсодержащие гнейсы дягдаглейской толщи в северной части Буреинского массива образовались за счет преобразования первично-осадочных пород.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00001).

[1] *Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П.* Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // ДАН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.

[2] *Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Дальневосточная серия. Масштаб 1:1000000. N-53 / Ред. Г.В. Роганов. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.

[3] *Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М.* Возраст условно раннедокембрийских интрузивных комплексов северной части Буреинского континентального массива (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 4. С. 56–70.

[4] *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.

[5] *Werner C.D.* Saxonian granulites – a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high metamorphic complexes // Gerlands Beitr. Geophys. 1987. V. 96. № 3. P. 271–290.

[6] *Shan H., Zhai M., Zhu X., Santosh M., Hong T., Ge S.* Zircon U-Pb and Lu-Hf isotopic and geochemical constrains on the origin of the paragneisses from the Jiaobei terrane, North China craton // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 115. P. 214–227.

[7] *Shaw D.M.* The origin of the Apsley gneiss, Ontario // Canadian Journal of Earth Sciences. 1972. V. 9. № 1. P. 18–35.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 256–257

ИСТОЧНИКИ СНОСА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЖИПХОШИНСКОЙ И ШАЗАГАЙТУЙСКОЙ СВИТ ЧИРОНСКОГО ПРОГИБА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: РЕЗУЛЬТАТЫ LU-HF ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

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

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

Чиронский прогиб расположен в северо-восточной части Ононского фрагмента Агинского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса. Он выполнен морскими терригенными образованиями общей мощностью около 3500–4000 м, относимыми к чиронской серии. В составе серии выделяются тутхалтуйская, хара-шибирская, шазагайтуйская и жипхошинская свиты, формирование которых происходило от позднего визе до ранней перми **[1, 2]**.

В данной статье приводятся результаты Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов, выделенных из терригенных отложений жипхошинской и шазагайтуйской свит Чиронского прогиба.

Lu-Hf изотопные анализы цирконов были выполнены в Геохронологическом центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индукционно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) Nu High-Resolution и эксимерного лазера Analyte G2. Для настройки инструментов и проверки качества анализов использовались стандартные растворы JMC475, Spex Hf и Spex Hf, Yb и Lu, а также стандартные цирконы Mud Tank, 91500, Temora, R33, FC52, Plesovice и SL. Hf изотопные анализы проводились в том же месте цирконов, что и U-Th-Pb анализы, при этом выбирались точки с конкордантными значениями возраста. Диаметр лазерного пучка составлял 40 мкм, мощность лазера около 5 Дж/см^2, частота 7 Гц, скорость абляции около 0.8 мкм/с. Стандартные цирконы анализировались через каждые 20 неизвестных. Детали аналитической методики изложены на сайте http://www.laserchron.org. Для расчета величин $e_{Hf(t)}$ использованы константа распада ^{176}Lu (λ=1.867e^{-11}) по **[3]**, хондритовые отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ (0.282772) и $^{176}Lu/^{177}Hf$ (0.0332) по **[4]**. Коровые Hf модельные возрасты $t_{Hf(C)}$ рассчитаны с учетом среднего отношения $^{176}Lu/^{177}Hf$ в континентальной коре, равного 0.0093 **[5, 6]**. Для расчета изотопных параметров деплетированной мантии использованы современные отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$=0.28325 и $^{176}Lu/^{177}Hf$= =0.0384 **[7]**.

В метапесчанике шазагайтуйской свиты палеопротерозойские цирконы характеризуются палеопротерозойскими Hf-модельными возрастами $t_{Hf(C)}$=2.40–2.35 млрд лет. Кембрийским и неопротерозойским цирконам свойственны более молодые мезопротерозойские значения Hf-модельного возраста $t_{Hf(C)}$=1.52–1.00 млрд лет. В свою очередь, в цирконах девон-каменноугольного возраста значения $t_{Hf(C)}$ варьируются в значительном диапазоне (2.19–0.36 млрд лет).

В метапесчанике жипхошинской свиты палеопротерозойские цирконы имеют архей-палеопротерозойский Hf-модельный возраст $t_{Hf(C)}$=2.97–2.21 млрд лет. Неопротерозойские цирконы характеризуются мезопротерозойскими Hf-модельными возрастами $t_{Hf(C)}$=1.20–1.16 млрд лет, а для наиболее молодых девон-каменноугольных цирконов типичны палео-, мезо- и неопротерозойские значения Hf-модельного возраста $t_{Hf(C)}$=1.88–0.92 млрд лет.

По величине Hf-модельного возраста можно выделить две группы цирконов для терригенных отложений шазагайтуйской и жипхошинской свит Чиронского прогиба. Источниками древних (преимущественно палеопротерозойских) цирконов, видимо, являются образования южного обрамления Северо-Азиатского кратона **[8–10 и др.]**, в то время как более молодые цирконы, вероятно, сформировались из источника с существенной добавкой ювенильного материала. В этой связи можно предположить, что данные цирконы поступили в бассейн осадконакопления за счет разрушения зрелых (?) островных дуг. Существование таких дуг предполагается в большинстве существующих моделей формирования Монголо-Охотского пояса **[11, 12**

и др.]. Фрагментом такой дуги, возможно, является условно-позднедевонский – раннекаменноугольный зун-шивеинский комплекс (риолиты, риодациты, гранит-порфиры) **[13]**.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 18-35-20004).

[1] *Атлас фауны и флоры палеозоя – мезозоя Забайкалья* / Ред. А.В. Куриленко, Г.В. Котляр, Н.П. Кульков и др. Новосибирск: Наука, 2002. 714 с.

[2] *Котляр Г.В., Попеко Л.И.* Биостратиграфия, мшанки и брахиоподы верхнего палеозоя Забайкалья. Записки Забайкальского филиала Географического общества СССР. Вып. XXVIII. Чита, 1967. 323 с.

[3] *Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D. et al.* The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 219. P. 311–324.

[4] *Blichert-Toft J., Albarede F.* The Lu-Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // Earth and Planetary Science Letters. 1997. V. 148. P. 243–258.

[5] *Vervoort J.D., Patchett P.J.* Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60. P. 3717–3723.

[6] *Amelin Y., Lee D.-C., Halliday A.N. et al.* Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons // Nature. 1999. V. 399. P. 252–255.

[7] *Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R. et al.* Archean crustal evolution in the northern Yilgarn craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // Precambrian Research. 2004. V. 131. P. 231–282.

[8] *Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В.* Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра, 1991. 171 с.

[9] *Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В. и др.* Раннепротерозойский постколлизионный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // ДАН. 2002. Т. 382. № 5. С. 663–667.

[10] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П.* Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 253–279.

[11] *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.

[12] *Геодинамика, магматизм и металлогения востока России* / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

[13] *Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист M-50. Третье поколение / Ред. В.В. Старченко. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2019. Выпуск 17. С. 258–260

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ВОЗРАСТ БАЗАЛЬНОЙ ЧАСТИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО СУХОПИТСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА НА ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ ПО НОВЫМ ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Ю.К. Советов, П.И. Кадильников, Н.Ю. Матушкин, Е.А. Богданов

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им А.А. Трофимука СО РАН,
SovetovYK@ipgg.sbras.ru
Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

История изучения сухопитского осадочного бассейна началась более 100 лет назад, с проявлением заинтересованности промышленности в зотоносности этих отложений**.** Детальное расчленение неопротерозойских (рифейских) отложений тесно связано с геологической съемкой Енисейского кряжа и сопутствующими хроно- и биостратиграфическими исследованиями **[1–3]**. Возраст и ареал сухопитской серии обсуждаются в геологической литературе с 60-х годов XX в. Первые данные по хронологии и площади ее распространения все еще остаются в центре внимания, и сухопитская серия относится по возрасту к раннему или среднему рифею **[1–6]**. Ввиду чрезвычайной закрытости территории существует проблема идентификации отложений сухопитской серии. Все исследователи обращали внимание на различие литологических разрезов осадочных серий Восточной и Западной зон **[7]**, но акцент был сделан только на том, что в Западной зоне (в контексте доклада Центрально-Ангарский террейн **[8, 9]**) в «сланцевых» толщах есть слои и дайки вулканических пород **[3]**, а на восток от Ишимбинского разлома (Восточно-Ангарский террейн) в сухопитской серии их нет **[10].** Отложения сухопитской серии, из-за ее амагматичности (в Восточно-Ангарском террейне нет гранитных массивов), были отнесены к осадочному бассейну пассивной континентальной окраины и, по умолчанию, считаются частью западной окраины Сибирского кратона **[10]**. Но главных атрибутов пассивных окраин – отложений склона и подножия континентального склона – нет. Далеко не все исследователи как научных, так и производственных организаций **[6, 11, 12]** признают структурное и метаморфическое несогласие между тейской и сухопитской сериями: в нижней части сухопитской серии (кординской свите) не видели признаков ее базальности **[13, 14]**. Представления о «региональности» сухопитского осадочного бассейна в пределах всей территории Енисейского кряжа стало основанием для того, чтобы рассматривать Енисейский кряж как единую длительно развивавшуюся тектоническую область (геосинклиналь) [**1, 11, 13, 14]**.

Совершенно особый взгляд на тектоническую историю Енисейского кряжа и происхождение структурных зон был высказан В.А. Верниковским с соавторами **[8, 9, 15].** Террейновая модель строения Енисейского кряжа опирается на изучение состава, возраста и геодинамической природы гранитоидов, распространенных в Западной и Центральной зонах, на обоснование шовной природы Ишимбинского разлома, а также на палеомагнитные данные **[8, 9, 15].** Эта модель была косвенно подкреплена изучением осадочных комплексов на западе Енисейского кряжа, которое показало полное несходство строения разреза с декларированной легендой геологических карт первого поколения **[16],** а также первой попыткой представить покровно-тектоническую модель заангарской части хребта **[17].** На геологических картах последнего поколения идея воплощена в тектонической покровной структуре (коллаж блоков и пластин) Центральной зоны Енисейского кряжа **[18]**.

Предметом настоящего исследования была базальная часть сухопитской серии – кординская свита в Панимбинском антиклинории, где ширина ее выходов составляет 20–30 км **[18]**. В полевой работе решалось несколько задач: 1) выяснение основных параметров тектонической структуры предполагаемого фундамента сухопитского осадочного бассейна; 2) выяснение типа седиментологической и тектонической структуры кординской свиты; 3) определение петрографического состава пород и исследование популяций детритовых цирконов в кординской свите. Были получены следующие результаты. Отложения кординской и перекрывающей горбилок-

ской свиты сухопитской серии залегают моноклинально и метаморфизованы до хлорит-биотитовой стадии фации зеленых сланцев. Кординская свита выполняет роль базальной части сухопитской серии и представлена прибрежно-морскими и прибрежно-континентальными кластическими и, более редко, известняковыми отложениями. Подстилающая толща метаморфических пород амфиболитовой фации – рязановская свита по **[18, 19]** (пенчегинская свита тейской серии в легенде более ранних карт) – смята в сложную систему изоклинальных складок и сланцеватостей и была изучена в придорожном карьере (см. Матушкин и др. в этом сборнике). Стратиграфический контакт в настоящее время засыпан. Кординская свита в значительной части разрушена до крупноглыбового курума, поэтому ее разрез не был составлен. Описание нижней части кординской свиты, в том числе стратиграфически несогласного налегания на пенчегинскую свиту, подробно составлено в береговых обнажениях р. Чиримба **[20]**.

В курумах по руч. Вострогининскому и на бортах долины р. Тея были определены главные литофации свиты: 1) массивные мелкообломочные (зерна 0.5–1.5 см) аркозовые гравелито-брекчии, неслоистые (обломочные потоки); 2) массивные аркозовые гравийно-песчаные микститы, неслоистые (обломочные потоки); 3) песчаники аркозовые и ортокварцитовые разной зернистости пологонаклонно-слоистые мульды (дюны); 4) песчаники параллельно-слоистые и микрослоистые (полосчатые) (верхние части дюн под влиянием приливных течений); 5) известняки (мраморы) слабопесчанистые и чистые, среднеслоистые. Кординские отложения образовались в верхней части берегового склона под действием приливных течений и мелкомасштабного волнения (рябь), а также масс-флоу, возможно, гляциофлювиальных. Найдены классические по выразительности парные микроциклы приливов и в шлифах хорошая и идеальная окатанность мелкого гравия и песка, кальцитовый цемент в кластических породах. Массивные гравелито-брекчии и микститы без слоистости, не свойственные зоне волнения и приливов, могут быть пролювиальными или гляциофлювиальными выносами. Признаки глубоководных масс-флоу и мутьевых течений **[10]**, а также крупноглыбовые брекчии **[20]** не обнаружены.

Петрографический состав метатерригенных пород – гравелитов и песчаников – полевошпат-кварцевый (аркозы) и экстракварцевый (ортокварциты). Абсолютно преобладают зерна кварца, олигоклаза-андезина и К-шпата. Обнаруженные обломки гранита такого же состава, а также величина зерен полевого шпата до 5–10 мм в песчано-гравийных смесях не оставляют сомнения в том, что источник материала был рядом и это были плагиограниты. Кроме обломков гранита, отмечены значительно более редкие зерна и гальки амфиболитов и известняков (мраморов). Осадочные породы кординской свиты метаморфизованы с образованием гранобластовой структуры в монокристаллическом кварце и в известняках (мраморах), лепидобластовой – в биотитовых агрегациях по глинистым слойкам и цементу. Характерны также сутурные границы между зернами песка и гравия. Плагиоклазы включают лейсты мусковита, но сохранили спайность и двойниковую структуру. Кластические породы подверглись также одноактному стресс-метаморфизму с образованием в слойках мелко- и тонкозернистых песчаников кливажа около 45° к слоистости.

Обнаруженный флювиальный канал 70×10 м с хорошо различимыми форсетами дюн предоставил возможность измерить направление преобладающих течений на СЗ-С-СВ. По этим измерениям берег моря находился к западу, рядом с современной полосой выходов кординской свиты в Центрально-Ангарском террейне и массивами гранитоидов Тейского комплекса (Тейский, Каламинский, Ерудинский). Ерудинские массивы гранитов находятся на расстоянии от первых до 20 км от выходов кординской свиты по р. Тея к ЮЗ **[18]**. По составу гранитоидов **[8, 9, 15]** понятно, что именно они были главным источником поступления кластического материала в кординский морской бассейн. Центрально-Ангарский террейн в начале сухопитского времени представлял собой слабоприподнятый над уровнем моря фрагмент денудированной средней части континентальной коры, сложенной гаревским метаморфическим комплексом и тейской серией с интрузиями гранитов Тейского комплекса ≈880–865 млн лет **[8, 9, 15]**.

Судя по геолого-съемочным работам, кординская свита к юго-востоку от исследованного участка (бассейн рек Енашимо, Панимба, Чиримба) была интрудирована гранитами Аяхтинского комплекса с возрастом ≈760–750 млн лет **[8, 15]**, поэтому время ее образования (и всей сухопитской серии) ограничено в интервале 865–760 млн лет. Временной интервал накопления сухопитской серии между внедрением самых молодых плагиогранитов Тейского комплекса (≈865 млн лет), эрозией и денудацией орогена (не менее 20 млн лет), последующим погружением коры (не менее 20 млн лет) и началом поздненеопротерозойского коллизионного гранитообразования ≈760 млн лет **[8, 15]** сужается приблизительно до 840–780 млн лет. Если будет подтвер-

жден факт седиментологического налегания кординской свиты на граниты Чиримбинского массива **[20]** возрастом ≈760 млн лет **[15]**, то начало осадконакопления может прогностически сместиться в ранний криогений. Базальные диамиктиты и время их образования генетически сближают кординский и карагасский осадочные бассейны в Северо-Западном Присаянье.

Сухопитский осадочный бассейн сформировался на континентальном шельфе, занимающем в настоящее время область Центрально-Ангарского террейна. Опираясь на палеомагнитные данные **[15]**, можно полагать, что террейн и сухопитский бассейн образовались далеко от Сибирского кратона и первая структурная деформация чехла произошла только в момент аккреции террейна к западной окраине кратона.

Исследование проведено при поддержке РФФИ (проекты № 18-35-00556 и 18-05-00854).

[1] *Семихатов М.А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа (Труды ГИН АН СССР, вып. 68). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 242 с.

[2] *Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 301 с.

[3] *Кириченко Г.И.* Енисейский кряж // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 331–348.

[4] *Мусатов Д.И.* Некоторые проблемы докембрия Саяно-Енисейской складчатой области // Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири / Ред. Б.М. Келлер, Д.И. Мусатов, Б.С. Соколов. Красноярск: Красноярское книжное изд-во, 1967. С. 292–317.

[5] *Хоментовский В.В.* Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2008. Т. 48. № 9. С. 921–933.

[6] *Забияка А.И., Курганьков П.П., Гусаров Ю.В., Самков В.В., Зобов Н.Е., Ломаев В.Г., Мирошников А.Е., Сердюк С.С., Власов В.С., Зверев А.И., Яковлев И.Ю.* Тектоника и металлогения Нижнего Приангарья. Красноярск: КНИИГиМС, 2004. 326 с.

[7] *Вотах О.А.* Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М.: Наука, 1968. 137 с.

[8] *Верниковский В.А., Верниковская А.Е.* Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 35–52.

[9] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P.* The 880–864 Ma granites of the Yenisey Ridge, western Siberian margin: Geochemistry, SHRIMP geochronology and tectonic implications // Precambrian Research. 2007. V. 154. P. 175–191.

[10] *Хабаров Е.М.* Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1994. Т. 39. № 10. С. 44–54.

[11] *Ковригина Е.К.* Нижний протерозой. Средний протерозой // Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000. Объяснительная записка. Лист P-46, 47 (Байкит). Л.: ВСЕГЕИ, 1981. С. 10–21.

[12] *Башарин А.К., Беляев С.Ю., Конторович А.Э.* Тектоническая история Енисей-Байкитского региона // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 4. С. 23–38.

[13] *Постельников Е.С.* Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии (Труды ГИН АН СССР, вып. 341). М.: Наука, 1980. 69 с.

[14] *Постельников Е.С.* Верхнепротерозойские структуры и формации восточного склона Енисейского кряжа // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 1990. Т. 65. Вып. 1. С. 14–31.

[15] *Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В.* Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 63–90.

[16] *Советов Ю.К., Ромашко А.И.* Позднерифейский остаточный бассейн, связанный с коллизией террейна и Сибирского кратона (Енисейский кряж) // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии: Материалы совещания. СПб.: Тема, 1999. С. 163–165.

[17] *Хераскова Т.Н.* Новые данные о строении Енисейского кряжа // Геотектоника. 1999. № 1. С. 15–27.

[18] *Стороженко А.А., Васильев Н.Ф., Пиманов А.В., Миллер В.Я., Качевская Г.И., Дмитриева Е.В., Пиманова Г.П., Гладкова Р.Ф., Дмитриев Г.А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Енисейская. Лист P-46-XXXIII (Тея). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 164 с.

[19] *Качевский Л.К.* К вопросу о взаимоотношении тейской (карелий?) и сухопитской (нижний? – средний рифей) серий в заангарской части Енисейского кряжа // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия. Вып. 4 / Ред. А.К. Мкртычьян. Красноярск: ГП Красноярскгеолсъемка, 1998. С. 3–13.

[20] *Петров В.Г.* О взаимоотношении пенченгинской и кординской свит протерозоя в северной части Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1969. № 9. С. 61–69.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 261–262

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: ОТ ОКЕАНА К КОНТИНЕНТУ

С.Д. Соколов

Москва, Геологический институт РАН

Чукотская складчатая область занимает континентальную окраину Чукотки, гигантский арктический шельф с островами и включает Новосибирско-Врангелевскую и Анюйско-Чукотскую складчатые системы. На севере граница со структурами Центрально-Арктических поднятий и прогибов проходит по Врангелевско-Геральдской надвиговой зоне. На юге с Верхояно-Колымской складчатой областью граница проходит по Южно-Анюйской сутуре, которая разделяет арктические и сибирские (тихоокеанские) структуры. Цель доклада заключается в реконструкции основных этапов тектонической аккреции и выяснении геодинамических обстановок, обусловивших континентальный рост арктической окраины Азии.

Чукотская складчатая область сформировалась в процессе закрытия Прото-Арктического (Южно-Анюйского) океана и коллизии Чукотского микроконтинента с Сибирским континентом **[1, 2]**, завершившейся в конце раннего мела (120–115 млн лет).

Фрагменты океанической коры известны в Южно-Анюйской сутуре и ее продолжении на о. Б. Ляховский в виде дезинтегрированных офиолитов и блоков в аккреционной призме. Их изучение позволило реконструировать Прото-Арктический океан **[2, 3]**. В среднем палеозое – раннем мезозое (380–237 млн лет) существовал обширный океан с пассивной североамериканской и активной сибирской окраинами. В позднем триасе произошла амальгамация нескольких островодужных террейнов и образовалась новая конвергентная граница с Алазейско-Олойской системой островных дуг и окраинных морей западно-тихоокеанского типа (237–175 млн лет). В средней юре произошла новая тектоническая перестройка, завершившаяся формированием Колымо-Омолонского микроконтинента, вдоль границы которого с Прото-Арктическим океаном образовался Олойский вулканический пояс (поздняя юра – ранний мел, 152–132 млн лет). Спрединг в Прото-Арктическом океане прекратился в кимеридж – оксфорде, и океаническая литосфера субдуцировала под активную окраину Сибири до ее полного исчезновения и образования Южно-Анюйской коллизионной сутуры.

В позднем палеозое – раннем мезозое Чукотский микроконтинент был частью Северо-Американского континента. В триасе это была пассивная окраина, на которой накапливались турбидиты **[4]**. В ранней юре начался рифтогенез на континентальной окраине Северной Америки, который впоследствии привел к формированию Амеразийского бассейна и отделению континентального блока Чукотка – Арктическая Аляска **[5]**, частью которого был Чукотский микроконтинент.

В поздней юре – раннем мелу после прекращения спрединга океанический бассейн стал заполняться турбидитами. Субдукция вдоль южной активной окраины Сибири (Олойский вулканический пояс) вызвала последовательное погружение и поглощение в начале океанической коры, а затем континентальной коры Чукотского микроконтинента. Коллизия Чукотского микроконтинента с Сибирью завершилась в готерив-барремское время **[2]**. Постколлизионные граниты имеют возраст 117–115 млн лет.

В апт-альбе на постколлизионном этапе вдоль новообразованной континентальной арктической окраины Азии формировались структуры растяжения: на континенте – впадины, заполнявшиеся вулканогенно-осадочными отложениями, а на шельфе – Южно- и Северо-Чукотский бассейн **[2, 6]**.

В позднем мелу – палеогене на арктической окраине Азии начинается формирование структур субмеридионального растяжения, отчетливо выраженных на шельфе восточно-арктических морей и в области Центрально-Арктических поднятий.

Континентальный рост арктической окраины Азии произошел в результате закрытия океанического бассейна и тектонической аккреции к Сибири крупного континентального блока,

включающего Чукотку, гигантский шельф, область Центрально-Арктических поднятий и прогибов, которые после 115 млн лет стали частью Евразии. Таким образом, геологические данные и история формирования Арктической окраины Чукотки, а также результаты подводного опробования **[7, 8]** подтверждают континентальную природу структур Центрально-Арктических поднятий и прогибов и позволяют рассматривать их как естественное продолжение арктического шельфа Чукотки.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проект № 18-05-70061).

[1] *Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.

[2] *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П.* Тектоника Южно-Анюйской сутуры (северо-восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.

[3] *Ганелин А.В.* Офиолитовые комплексы Западной Чукотки (строение, возраст, состав, геодинамические обстановки формирования). М.: ГЕОС, 2017. 87 с.

[4] *Тучкова М.* Терригенные породы древних континентальных окраин (Большой Кавказ и северо-восток России). Saarbrücken: LAP Lambert Academic Publishing, 2011. 364 с.

[5] *Grantz A., May S.D., Lawver L.A.* Canada Basin // The Geology of North America. Vol. L. The Arctic Ocean Region / Eds. A. Grantz, G.L. Johnson, J.F. Sweeney. Boulder: Geological Society of America, 1990. P. 379–402.

[6] *Verzhbitsky V.E., Sokolov S.D., Frantzen E.M., Little A., Tuchkova M.I., Lobkovsky L.I.* The South Chukchi sedimentary basin: structural pattern and hydrocarbon potential (Chukchi Sea, Russian Arctic) // Tectonics, Sedimentation, and Petroleum systems. AAPG Memoir. 2012. V. 100. P. 267–290.

[7] *Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В.* Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. P. 34–55.

[8] *Skolotnev S., Aleksandrova G., Isakova T., Tolmacheva T., Kurilenko A., Raevskaya E., Rozhnov S., Petrov E., Korniychuk A.* Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // Marine Geology. 2019. V. 407. P. 148–163.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 263–264

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ БАЗА ДАННЫХ КАК ОСНОВА МОДЕЛИРОВАНИЯ СОСТАВА ПОРОД ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ПРИЛОЖЕНИИ К ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР АРКТИКИ

Т.С. Соколова[1], А.И. Середкина[1, 2], А.А. Гладков[1, 3], П.И. Дорогокупец[1]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, sokolovats@crust.irk.ru, dor@crust.irk.ru
[2] Троицк, Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова, ale@crust.irk.ru
[3] Иркутск, ГАУ ДО ИО «Центр развития дополнительного образования детей», Детский технопарк «Кванториум Байкал», anton90ne@rambler.ru

Расчеты термодинамических и упругих свойств мантийных минералов в зависимости от температуры и давления, выполненные на основе надежной термодинамической базы данных, носят весьма актуальный характер, поскольку являются одним из основных источников информации для глубинной минералогии и петрологии. Ранее в рамках единого подхода на основе свободной энергии Гельмгольца нами были построены уравнения состояния ряда мантийных силикатов, что позволило рассчитать теплоемкость, коэффициент термического расширения, модули сжатия, энтропию, энтальпию, энергию Гиббса и другие термодинамические функции при заданных *P-T* параметрах **[1]**. С использованием термодинамики чистых силикатных фаз были также рассчитаны свойства пироксен-оливиновых смесей **[2]** как наиболее распространенной компоненты пиролитовой модели мантии **[3]**. Рассчитанная плотность смеси следующего состава – $(0.9(Mg_{0.9}Fe_{0.1})_2SiO_4 + 0.1MgSiO_3)$ оказалась наиболее близкой к плотности по геофизической модели PREM **[4]**. Для того чтобы смоделировать реальный состав вещества мантии, помимо содержания основных минералов, необходимо учитывать и концентрацию значимых примесных элементов, которые оказывают свое влияние на физико-химические свойства минералов на глубине. В работе **[5]** были рассчитаны термодинамические свойства оксида алюминия (Al_2O_3), содержание которого в породах верхней мантии оценивается от 0.3 до 4 вес. % **[6]**. Таким образом, имеющиеся термодинамические данные для ряда силикатов и фазы Al_2O_3 позволяют моделировать как перидотитовый, так и эклогитовый состав пород верхней мантии и рассчитывать их свойства при заданных параметрах.

Сопоставление расчетных данных условных моделируемых систем с геофизическими данными для различных структур (платформ, складчатых поясов, океанических бассейнов и др.) позволяет охарактеризовать вещественный состав мантии и обсудить особенности глубинного строения под конкретными регионами. Первичными геофизическими данными для проводимого исследования являются сейсмические скорости. Экспериментальная оценка скоростных разрезов, полученных для верхней мантии различных тектонических структур Арктики (Балтийский щит, Сибирская платформа, складчатый пояс Чукотки, Баренцево море, Карское море, море Лаптевых), основана на результатах томографической реконструкции групповых скоростей поверхностных волн Рэлея **[7]**. Средние дисперсионные кривые инвертируются в скоростные разрезы *S*-волн методом сопряженных градиентов **[8]**. Подробно процедура инверсии, включая синтетические тесты, демонстрирующие устойчивость получаемых результатов, и используемые модели коры описаны в работе **[9]**. В результате расчетов находим распределение скорости *S*-волн от глубины. С учетом давления на различных глубинах согласно модели PREM скоростные разрезы могут быть переведены в плотностные, как это было сделано нами ранее на примере Азиатского континента **[2]**. Литосфера стабильных областей Арктики (Балтийский щит, Сибирская платформа) характеризуется наиболее высокими значениями скорости, в то время как более низкие значения и утонченная (тонкая) литосфера наблюдаются под складчатым поясом Чукотки. Аналогичное распределение отмечается и для плотностных разрезов. Согласно расчетам, породы верхней мантии под стабильными структурами Арктики могут содержать повышенную концентрацию железа (до 20 вес. %), а под складчатым поясом Чукотки имеют преимущественно магнезиальный состав (содержание Mg_2SiO_4 до 80 вес. %), отвечаю-

щий перидотиту. Таким образом, на примере Арктического региона показано, что полученная база данных совместно с геофизическими данными может быть использована для оценки вещественного состава мантии и в исследованиях глубинного строения.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (проект № МК-3520.2018.5).

[1] *Sokolova T.S., Dorogokupets P.I., Litasov K.D. et al.* Spreadsheets to calculate *P-V-T* relations, thermodynamic and thermoelastic properties of silicates in the $MgSiO_3$–MgO system // High Pressure Research. 2018. V. 38. P. 193–211.

[2] *Соколова Т.С., Середкина А.И., Дорогокупец П.И.* Расчет плотности вещества мантии пироксен-оливинового состава и его сопоставление с экспериментальными плотностными разрезами для Азиатского континента // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 16. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. С. 257–258.

[3] *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

[4] *Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary Reference Earth Model // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1981. V. 25. P. 297–356.

[5] *Dorogokupets P.I., Sokolova T.S., Dymshits A.M., Litasov K.D.* Thermodynamic properties of rock-forming oxides, α-Al_2O_3, Cr_2O_3, α-Fe_2O_3, and Fe_3O_4 at high temperatures and pressures // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. V. 7. P. 459–478.

[6] *Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю.* Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 2010. 140 с.

[7] *Середкина А.И.* Поверхностно-волновая томография Арктики по данным дисперсии групповых скоростей волн Рэлея и Лява // Физика Земли. 2019. № 3. С. 58–70.

[8] *Яновская Т.Б.* Поверхностно-волновая томография в сейсмологических исследованиях. СПб.: Наука, 2015. 167 с.

[9] *Seredkina A.* S-wave velocity structure of the upper mantle beneath the Arctic region from Rayleigh wave dispersion data // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2019. V. 290. P. 76–86.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 265–266

ПАЛЕОЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКАЯ ТУЛУГУШТИНСКАЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ГОРНОГО АЛТАЯ

Е.М. Табакаева

Бийск, Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет им. В.М. Шукшина, tabakaeva16@mail.ru

Совмещение разновозрастных магматических образований и связанных с ними типов оруденения нередко приводит к формированию крупных месторождений. На территории Горного Алтая к таким объектам относится Тулугуштинская рудно-магматическая система, контролируемая глубинным и долгоживущим Чарышско-Теректинским разломом. Здесь проявлены интрузивные тела гранодиоритов топольнинского и дайки долеритов и габбро-долеритов терехтинского комплекса.

Гранитоиды Тулугуштинского массива площадью около 1 км^2 обнаруживают геохимические параметры, указывающие на их образование за счет плавления вулканогенных пород островодужного типа, их смешения с коровым материалом, а также мантийным материалом; пространственную и парагенетическую связь золото-медно-скарнового оруденения. Полученный конкордантный возраст для Тулугуштинского гранодиоритового массива по восьми точкам 398.1±4.1 млн лет (определение проведено на микрозонде SHRIMP-II) соответствует границе раннего и среднего девона. Возраст гранодиоритов Тулугуштинского массива близок таковому для эталонного Топольнинского массива – 397.4±4.4 млн лет **[1]**.

Дайки терехтинского комплекса секут гранодиориты Тулугуштинского интрузива и, согласно **[2]**, имеют возраст поздняя пермь – ранний триас. Дайки имеют мощность от 0.5 до 5.0 м и протяженность от 120 до 400 м. По комплексу признаков они близки к толеитам океанических островов **[3]**. Содержания некоторых элементов в долеритах приведены в таблице.

В долеритах отмечаются повышенные концентрации платиноидов, золота и низкие – свинца. Высокие содержания золота, возможно, указывают на геохимическую специализацию даек долеритов на благородный металл.

Пространственно и парагенетически с указанными магматическим образованиями связаны различные типы оруденения. С ранне- и среднедевонскими гранитоидами Тулугуштинского массива топольнинского комплекса ассоциирует золото-медно-скарновое оруденение, а с дериватами базальтоидной магмы – дайками долеритов и габбро-долеритов – золото-ртутное и золото-сульфидно-кварцевое оруденение.

Золото-ртутное проявление Тулугушта 1 выявлено в среднем течении одноименной реки. Оно представлено зоной минерализации по известнякам техтеньской свиты (O_3th) в виде окварцевания и джаспероидизации известняков мощностью до 25 м. Зона тяготеет к небольшим выходам кварцевых диоритов и гранодиоритов топольнинского комплекса, а также к рою даек долеритов терехтинского комплекса. Зона имеет субширотное простирание и визуально прослежена на 440 м. В известняках наблюдаются кварцевые прожилки, гнезда и линзы оксида кварца. По массе известняков отмечено повсеместное окварцевание и сульфидизация. Местами известняки превращены в джаспероиды с тонкой вкрапленностью пирита, марказита, халькопирита, сфалерита, галенита, редко антимонита и киновари. В рудах выделяются две стадии оруденения: кварц-полисульфидная и антимонит-киноварная. Содержания золота в зоне варьируются от 0.1 до 8.0 г/т (среднее содержание 4 г/т). По геохимическим пробам определены содержания: серебра от 10 до 50 г/т, ртути от 0.06 до 0.20 %, свинца от 0.1 до 0.8 %, сурьмы от 0.5 до 1.0 %. В крупных золотинах (1–2 мм в поперечнике) определена пробность, варьирующаяся от 810 до 880 ‰. Низкопробное золото антимонит-киноварной стадии имеет значительную примесь ртути (от 4 до 9 %), указывающую на близость пробы к золото-ртутным месторождениям **[4]**.

Золото-медно-скарновое проявление Тулугушта 2 находится в среднем течении одноименной реки. В экзоконтакте Тулугуштинского массива гранодиоритов топольнинского ком-

Содержания некоторых элементов в дайках долеритов (г/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
Ag	0.04	0.03	0.05	0.043	0.086	0.075	0.21	0.76
Zn	88	76	73	98	75	64	123	135
Cu	89	76	95	85	77	80	156	165
Pb	9.4	1.5	1.2	4.52	6.45	1.65	2.64	2.21
Ru	0.032	0.044	0.022	0.035	0.052	0.052	0.012	0.014
Rh	0.012	0.013	0.011	0.009	0.012	0.013	0.007	0.004
Pd	0.0267	0.0322	0.0259	0.0334	0.0356	0.0345	0.004	0.006
Ir	0.022	0.019	0.032	0.032	0.026	0.024	0.012	0.0011
Pt	0.0125	0.0245	0.0351	0.0232	0.0129	0.0242	0.009	0.007
Au	0.0232	0.0342	0.042	0.052	0.0124	0.0345	0.012	0.017

плекса и известняков техтеньской свиты в скарнах, состоящих из граната, пироксена, эпидота, редко – волластонита, актинолита, отмечаются участки окварцевания и карбонатизации в виде прожилков и гнезд. В зонах окварцевания и эпидотизации встречены пирит, халькопирит, борнит, пирротин, висмутин, магнетит. Мощность скарнов изменяется от 3.0 до 5.5 м, протяженность более 120 м. Содержания меди варьируются от 0.4 до 1.3 %, золота – от 0.3 до 4.8 г/т, висмута – от 20 до 150 г/т, серебра – от 47 до 250 г/т.

Проявление Тулугушта 3 находится в правом борту правого безымянного ручья, впадающего в реку Тулугушта. Оно приурочено к контакту дайки габбро-долеритов терехтинского комплекса и терригенно-карбонатных образований ханхаринской свиты (O_2 hn). Зона минерализации представлена серией сближенных жил кварца мощностью от 20 см до 1.5 м. В кварце отмечаются прожилки анкерита, сидерита и кальцита с эпидотом. Сульфидная минерализация охватывает вкрапленность и гнезда пирита, арсенопирита, халькопирита размерами от 1 до 8 мм. Местами отмечаются сплошные арсенопирит-пирит-халькопиритовые линзы мощностью 10–15 см и протяженностью от 1 до 4 м. Содержания меди колеблются от 0.6 до 1.5 %, золота – от 2.0 до 5.4 г/т.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Министерства образования и науки Алтайского края (проект № 18-45-220022, р_а).

[1] *Гусев А.И. и др.* Петрология и рудоносность магмо-рудно-метасоматических систем Солонешенского рудного района Алтая. Бийск: АГАО, 2013. 204 с.

[2] *Шокальский С.П. и др.* Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 187 с.

[3] *Гусев А.И., Табакаева Е.М.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Коргон-Чарыш Горного Алтая. Бийск: АГАО, 2014. 215 с.

[4] *Борисенко А.С. и др.* Золото-ртутное оруденение западной части Алтае-Саянской складчатой области: условия образования, закономерности размещения // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всероссийского металлогенического совещания. Иркутск, 1998. С. 198–200.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 267–268

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ УЛАН-БАТОРСКОГО РАЙОНА МОНГОЛИИ ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Е.Х. Турутанов[1], Б. Буянтогтох[2], В.С. Канайкин[3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, tur@crust.irk.ru
[2] Улан-Батор, Монголия, Институт астрономии и геофизики МАН, bazaryn_b@yahoo.com
[3] Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет, kanvs@yandex.ru

Одним из способов оценки параметров долговременной средней сейсмичности является установление связи последней с глубинной геометрией и составом крупных плотностных неоднородностей верхней части земной коры **[1]**. Кроме того, сведения о форме и размерах геологических тел дополняют информацию, используемую при разработке представлений о их образовании и механизме проникновения (для интрузивных тел) в верхние части земной коры. Не менее важны знания о форме и размерах крупных интрузивных тел для поисков и разведки полезных ископаемых.

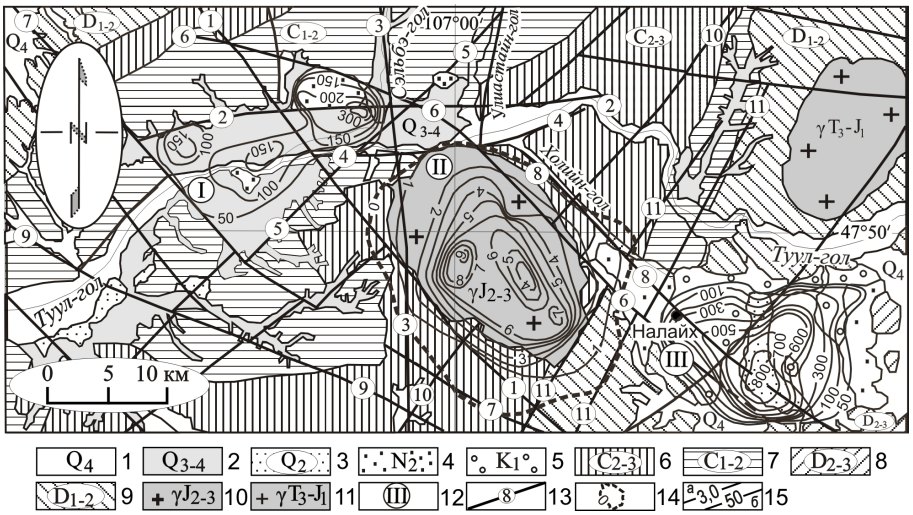
По результатам площадной гравиметрической съемки среднего масштаба, выполненной на территории Улан-Баторского района (Центральная Монголия), построена карта аномалий силы тяжести в редукции Буге. Работы выполнены с помощью гравиметров scintrex autograv CG-5 по стандартной методике. Высота пунктов наблюдения определялась приборами Trimble 5700 GPS. Среднеквадратическая точность вычисления гравитационных аномалий и густота сети наблюдений отвечают техническим требованиям, предъявляемым к гравиметрическим съемкам масштаба 1:100000. На основе интерпретации полученных гравиметрических данных (решение обратной задачи гравиметрии методом подбора объемных моделей тел) определены 3D-модели крупнейших плотностных неоднородностей земной коры района – Улан-Баторской (Тольской) впадины, Налайхинской котловины и Богдоулинского гранитного массива. Установлено, что фундамент депрессий имеет блоковое строение. В Тольской впадине он осложнен двумя котловинами – западной и восточной. Мощность осадочных отложений в западной котловине составляет 150 м, в восточной котловине (в районе пересечения Сэльбинской и Тольской систем глубинных разломов) может достигать 400 м. Сведения о форме и размерах осадочных отложений могут быть использованы при инженерно-сейсмологических работах по уточнению сейсмической опасности г. Улан-Батора.

Мощность осадочных отложений в Налайхинской котловине может достигать 800 м. Данные о морфологии фундамента и мощности осадков во впадине могут быть использованы для уточнения перспектив эксплуатации Налайхинского промышленного угольного месторождения.

Максимальная толщина гранитоидов Богдоулинского массива составляет 9 км, площадь его проекции на земную поверхность в два раза превосходит площадь выходов. Гравиметрические данные подтвердили блоковое строение массива (предполагаемое ранее по геологическим данным), границы которого контролируются крупными разломами. Результаты исследований могут быть полезными для оценки металлогенической специализации гранитоидов, признаки которой в отношении отдельных минералов связаны с особенностями формы Богдоулинского массива и установлены геолого-геофизическими и геохимическими исследованиями. Кроме того, сведения о форме и размерах массива могут быть использованы при разработке представлений об образовании и механизме проникновения кислых интрузий в верхние части земной коры.

По результатам интерпретации гравитационных аномалий построена схема глубинного строения района (рисунок).

Выполненные исследования показали, что геофизические методы (в частности, гравиметрический), значительно расширяя наши знания о морфологии геологических объектов на глубине, помогают достичь нового уровня в структурном анализе, без которого невозможно разработать полноценные представления об истории развития и тектонических условиях формирования Монголо-Сибирского региона.



Геолого-геофизическая схема района г. Улан-Батор (по [2, 3, 4, 5]). Четвертичные отложения: *1* – аллювиальные отложения: галька, гравий, песок, супесь, суглинок, глины; *2* – аллювиально-пролювиальные отложения: глыбы, дресва, щебень, галька с суглинисто-супесчаным заполнением, делювиально-пролювиальные отложения; *3* – отложения древних низких речных террас: глыбы, дресва, щебень, галька с суглинисто-супесчаным заполнением, супесь, суглинок; *4* – верхний неоген-плиоценовые отложения: красноцветные, иногда желтовато-пестрые глины, алевритовые гальки, пески, слабо цементированные брекчии, конгломераты, гравелиты, суглинки; *5* – нижний мел: песчаники с фауной и флорой, алевролиты, конгломераты, гравелиты, глины, аргиллиты; *6* – средний–верхний карбон: разнозернистые песчаники с прослойками глинистых сланцев, редко гравелиты, конгломераты, алевролиты, гравелиты; *7* – нижний–средний карбон: глинистые сланцы с прослойками разнозернистых песчаников, алевролиты, кремнистые алевролиты, редко прослойки яшм; *8* – средний–верхний девон: желтоватые среднемелкозернистые песчаники, туфопесчаники, редко линзы яшм, прослойки туффитов; *9* – нижний–средний девон, нижний горизонт: песчаники с чередующимися прослойками алевролитов и сланцев, алевро-песчаный кварцит, редкие линзы основных эффузивов; *10* – среднепозднеюрский Богдоулинский гранитный массив, харалгайская формация: гранит-порфиры с биотитом и мусковитом, мелкосреднезернистые граниты с биотитом и мусковитом, редко с аляскитом, среднекрупнозернистые порфировидные граниты с биотитом, аляскитом, иногда щелочные; *11* – позднетриасовый–раннеюрский Горихинский гранитный массив, жанчивланская формация: мелкозернистые гранит-порфиры, кварцевые жилы, среднезернистые граниты, среднезернистые порфировидные светлые граниты с биотитом, роговой обманкой, среднекрупнозернистые порфировидные граниты с биотитом, биотитовой и роговой обманкой, мусковитом; *12* – цифры (римские) в кружках – крупнейшие плотностные неоднородности верхней части земной коры Улан-Баторского района: I – Уланбаторская (Тольская) впадина, II – Богдоулинский гранитный массив, III – Налайхинская котловина; *13* – крупные разломы, установленные по геологическим данным. Цифры (арабские) в кружках – названия разломов (по **[3]**): 1 – Шижирбогдоулинский, 2 – Северо-Тольский, 3 – Сэльбинский, 4 – Южно-Тольский, 5 – Гацууртынский, 6 – Баянхошуунский, 7 – Сонгиноульский, 8 – Хонхоринский, 9 – Тургэнийский, 10 – Хундайский, 11 – Дэндэйская система разломов; *14* – контур проекции гранитов на земную поверхность; *15* – изолинии мощности гранитов (а) и изопахиты осадков (б).

[1] *Турутанов Е.Х.* Состав и морфология крупных плотностных неоднородностей земной коры – фактор влияния на сейсмическую активность // Отечественная геология. 2012. № 3.С. 66–72.

[2] *Турутанов Е.Х., Арвисбаатар Н., Буянтогтох Б.* Глубинное строение Улаанбаатарского района (Монголия) по гравиметрическим данным // Литосфера. 2015. № 4. С. 73–86.

[3] *Джурик В.И., Ключевский А.В., Серебренников С.П., Демьянович В.М., Батсайхан Ц., Баяраа Г.* Сейсмичность и районирование сейсмической опасности территории Монголии. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. 420 с.

[4] *Буянтогтох Б., Турутанов Е.Х., Арвисбаатар Н.* Морфология плотностных неоднородностей земной коры Улаанбаатарского района (Монголия) по гравиметрическим_данным // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2015. № 2 (97). С. 56–65.

[5] *Канайкин В.С., Турутанов Е.Х., Буянтогтох Б.* Применение регрессионного и дисперсионного анализов для интерпретации гравиметрических данных // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2018. Т. 41. № 1. С. 115–125. doi: 10.21285/2541-9455-2018-41-1-115-125.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 269–270

ПОКРОВНЫЕ СТРУКТУРЫ ПЛАТО ТОНТА (ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

В.С. Федоровский[1], А.М. Мазукабзов[2]

[1] Москва, Геологический институт РАН, west45@migmaul.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Плато Тонта в Приольхонье – тектонотип синметаморфического мраморного меланжа, впервые выделенного здесь четверть века назад. Подобные образования сегодня найдены во всех зонах метаморфизма, охвативших Ольхонский террейн на его границе с Сибирским кратоном.

Проблема генезиса мраморного меланжа до сих пор не нашла своего решения. Очевидно лишь, что в процессе коллизии Сибирского кратона и Ольхонского террейна карбонатные породы, участвующие в строении террейна, в условиях реализации покровных и сдвиговых деформаций иногда обретают свойства расплава и внедряются во вмешающие породы силикатного состава. В докладе рассматриваются впервые обнаруженные покровные структуры, составляющие каркас коллизионной композиции этой части Ольхонского региона.

Основное поле развития мраморных меланжей расположено на плато Тонта. Хотя его площадь невелика (около 5 кв. км), здесь сосредоточено поразительное разнообразие пород и структур различной морфологии. Степень обнаженности плато Тонта около 70–80 %. Это обстоятельство, казалось бы, дает шанс уверенно расшифровать мозаику развитых здесь структур. Действительность, однако, быстро останавливает преждевременные восторги: структурная система имеет многоактную природу и морфологически крайне сложна.

Тектоническая конструкция плато Тонта возникла в условиях коллизионной геодинамики и генерирована экстраординарным сжатием в глубинах коры, сопровождавшим взаимодействие террейна и кратона в режимах фронтальной и косой коллизии. Специфика фронтальной линии развития региональной системы – формирование глубинных синтаксисов. Самый крупный из них – Бирхинский синтаксис. По своей конфигурации структурный ансамбль плато Тонта обнаруживает большое сходство с другими синтаксисами региона. Более того, синтез материала по всей площади приводит к заключению о том, что хотя домены Тонта и Бирхин разведены в пространстве, их деформационная история идентична и это не случайное совпадение. В зоне максимального сжатия, локализованной между Сибирским кратоном (индентор) и «жестким» Крестовским субтеррейном, включающим Бирхинский массив габброидов (второй, локальный индентор), латерально, в условиях фронтальной коллизии кратона и террейна, выдавливались многочисленные сдвиговые пластины. Скорость их транспорта могла быть очень значительной (не исключено – катастрофической). Можно думать, что эти ранние покровы и сдвиги и дали начало мраморным меланжам, громадные объемы которых сосредоточены на плато Тонта. Расстояние от центра Бирхинского синтаксиса до плато Тонта – около 10 километров и именно таковы масштабы латеральных смещений сдвиговых пластин, удаленных из эпицентра Бирхинского синтаксиса. При мысленном реверсе сдвиговых пластин в их исходную позицию можно убедиться в том, что синтаксис плато Тонта идеально впишется как фрагмент фронтальной части более крупного Бирхинского синтаксиса. Такой вариант расшифровки кажется авторам наиболее правдоподобным. Он косвенно подтверждается и тем обстоятельством, что в границах синтаксиса плато Тонта нет никаких признаков присутствия жесткого штампа, который обычно и инициирует возникновение таких структур. Это и понятно – такой штамп (индентор) – жесткий массив габброидов Бирхин. В результате сдвиговых смещений этапа фронтальной коллизии эти части единой конструкции оказались разведены на несколько километров. Таким образом, в синтаксисе Тонта прямые признаки индентора отсутствуют. А в синтаксисе Бирхин в полном объеме представлен индентор (жесткий штамп), а значительная часть пластин на его фронте оказалась латерально удаленной из зоны максимального сжатия. Конечно, нужно иметь в виду, что прямых доказательств принадлежности тектонических единиц Тонты к ансамблю

Бирхинского синтаксиса не существует, а предлагаемая модель в значительной мере умозрительна. Не исключена и альтернативная модель – выжимание покровов из корневой сдвиговой зоны, локализованной в юго-восточной части плато Тонта. Возможно и обсуждение комбинированных моделей.

Пакеты ранних складок хорошо сохранились на плато Тонта. Они сформированы в основном породами силикатного состава и, как правило, представлены тесно сжатыми субвертикальными линейными структурами. Нередки среди них горизонты и линзы мраморов, а также и ранних мраморных меланжей. Эти системы тектонически перекрыты пакетами пологих покровов. В их строении участвует тот же набор пород, но особенно ярко проявлены шарьяжи мраморных меланжей. Это яркая специфика плато Тонта. Перекрытие покровами меланжей пакетов ранних субвертикальных складок установлено во многих местах, и структурное несогласие выглядит в таких случаях очень контрастно. Основу поздней конструкции составляют три тектонических покрова, надвинутых друг на друга. В каждом покрове участвуют как мраморные меланжи, так и породы силикатного состава. Нередки, между тем, и тектонические единицы, образованные только мраморными меланжами. Пластичность этих пород аномально велика, подобные небольшие покровы многочисленны, и это сильно запутывает и без того очень сложную структуру.

В северо-западной части плато Тонта конфигурация пакета покровов резко изменяется. Они приобретают субвертикальную позицию. Достаточно очевидно, что транспорту пакета тектонических покровов препятствовал какой-то упор. Такого индентора в современном срезе, однако, нет. Никаких видимых причин, которые могли бы остановить продвижение на север и северо-запад тектонических покровов Тонты не установлено Эта загадка, впрочем, может иметь два объяснения. Самое простое решение – вариант латерального удаления фронтальной части синтаксиса Бирхин, упоминавшийся выше. В той конструкции роль упора, препятствовавшего продвижению тектонических покровов и определившего их разворот в субвертиткальную позицию, мог сыграть Сибирский кратон, главный индентор системы. Не исключен и второй вариант. Он такой. Если учесть серьезные масштабы сдвиговой тектоники, без перерыва сменившей здесь эпизоды формирований тектонических покровов, то вполне реальным кажется предположение о том, что индентор, препятствовавший транспорту покровов, был сам удален из зоны прямого контакта в процессе реализации сдвиговой тектоники. Ближайший претендент такого рода расположен в северо-восточной части плато. Он представлен сдвиговой пластиной, образованной многочисленными телами габброидов и гранитов. Эта конструкция вполне могла сыграть роль локального индентора, остановившего продвижение покровов плато Тонта.

Вдоль всей юго-восточной части плато локализована узкая, но протяженная корневая зона тектонических покровов, выжатых отсюда в сторону контакта с Сибирским кратоном. Здесь хаотически перемешаны самые разные породы, все их фрагменты занимают субвертикальное положение. В плане ширина корневой зоны невелика: 100–300 м, иногда она полностью выклинивается.

Специфическая черта покровных пакетов плато Тонта – многочисленные единицы такого типа, образованные только мраморными меланжами. По-видимому, мраморы, приобретавшие чрезвычайно высокую степень пластичности в процессе реализации покровной и сдвиговой тектоники, отрывались от «материнских тел» и быстро внедрялись в породы силикатного состава, насыщаясь их бесчисленными обломками. Такой меланж сильно искажает и без того сложнейший структурный рисунок территории и определяет общую архитектуру зоны тектонотипа мраморных меланжей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00231).

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 271–272

ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН – ФАНТОМ ИЛИ РЕАЛЬНОСТЬ?

В.С. Федоровский[1], А.М. Мазукабзов[2], Е.В. Скляров[2], Д.П. Гладкочуб[2], Т.В. Донская[2], А.В. Лавренчук[3]

[1] Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Ольхонский регион Западного Прибайкалья – ключевая (в геологическом плане) территория Сибири. В современном рельефе здесь вскрыта граница структур глобального ранга – Сибирского кратона и Центрально-Азиатского орогенического пояса. Взаимодействие этих крупнейших единиц Азии происходило около 500 млн лет назад, в атакующем, агрессивном стиле. Новые данные, поступающие в последние годы, кардинально изменили прежние представления о геологии и тектонике Ольхонского региона. Доказан неопротерозойский и раннепалеозойский возраст метаморфизма и магматизма территории (прежде они считались архейскими и раннепротерозойскими), составлена геологическая карта этой площади, определены главные единицы, принимавшие участие в коллизионном взаимодействии, – Сибирский кратон и Ольхонский террейн. Выяснен композитный состав террейна. В его структуре выделены четыре субтеррейна (Крестовский, Тонта, Тутай и Нутгей). Вместе с тем сценарий коллизии кратона и террейна быстро обрастал все новыми эпизодами, многие из которых существенно усложнили картину, казавшуюся поначалу достаточно простой. Коррективы, которые необходимо внести в связи с этим, весьма весомы. В первую очередь необходимо обсудить вопрос о статусе самого Ольхонского террейна. В свете новых данных наиболее целесообразно рассматривать его в ранге супертеррейна.

В строении террейна участвуют многочисленные единицы, тектонически перемешанные в процессе коллизии. Исходная геодинамическая природа таких единиц весьма пестра. Это аллохтоны островодужных систем трех возрастов, задуговых структур, фрагменты кор континентального типа, аккреционных призм, гайотов. И этот список, по мере наращивания темпа исследований, непрерывно возрастает. Обнаружена и весьма значительная реологическая неоднородность компонентов коллизионного коллажа, определившая генеральный структурный рисунок коллизионного композита. В структуре коллизионного коллажа территории выделен отличающийся от остальных его компонентов Крестовский субтеррейн – жесткая конструкция, индентор, взаимодействие которого с другим индентором – Сибирским кратоном – привело к формированию генеральной системы коллизионного композита Ольхонского террейна. В составе Крестовского субтеррейна и прилегающих единиц выделены системы синтаксисов и сопровождающих их ороклинов, обнаружены многочисленные сдвиговые и покровные пластины, латерально выжатые из зоны максимального сжатия, расположенной между Крестовским субтеррейном и Сибирским кратоном. Эти и немало других данных подводят к необходимости выделения Крестовского субтеррейна из структуры Ольхонского террейна и рассмотрения его как самостоятельного террейна, активно деформировавшего коллизионную композицию. Такая операция, однако, влечет за собой и необходимость существенной коррекции объема Ольхонского террейна и переоценки остальных единиц коллизионного композита. Наиболее целесообразно рассматривать основные компоненты Ольхонского террейна (субтеррейны) как самостоятельные террейны, а его определить в ранге супертеррейна. Это наиболее полно отвечает всей сумме данных, накопленных к настоящему времени. На вопрос, заданный в названии доклада («Ольхонский террейн – фантом или реальность?»), ответ вроде бы однозначный – да, это не террейн, а, конечно, композитная структура, т.е. супертеррейн. Вся сумма современных данных подсказывает целесообразность такой операции. Но и спешка здесь вряд ли уместна. Данные, поступающие непрерывно, заставляют действовать осторожно.

Если выделять в составе Ольхонского супертеррейна не субтеррейны, а четыре террейна (Крестовский, Тонта, Нутгей и Тутай), то количество вопросов в связи с этой проблематикой не

уменьшается, а, возможно, и увеличивается. До последнего времени авторы предполагали, что все основные единицы коллажа вошли в коллизионное взаимодействие с кратоном после того, как они объединились в единую композицию еще до причаливания террейна к кратону. Это простое решение, вместе с тем, не имеет никаких серьезных обоснований и на самом деле достаточно наивно. Не исключено, что к такому выводу нас подводит единая в современном виде структура Ольхонского супертеррейна. На самом деле история его компонентов могла быть совсем иной. Отдельные пластины разных террейнов могли амальгамировать между собой или вступать в более активное взаимодействие, неоднократно соединяться и распадаться и к финальному столкновению с кратоном подходить в виде уже сложных композиций, которые подвергались затем дополнительным деформациям при столкновении с кратоном. Финальные эпизоды косой коллизии приводили вместе с тем к интенсивному тектоническому расчешуиванию композита, созданного на этапах фронтальной коллизии. О простой структуре коллизионного композита говорить в таких условиях вообще не приходится. Выделение террейнов, составляющих супертеррейн, становится в этом случае непростой задачей. В свете этих соображений оставаться на позициях признания Ольхонского террейна как одной из главных структур коллизионного ансамбля вряд ли целесообразно.

Весьма своеобразную позицию занимают тектонические отторженцы террейна Тутай (прежде мы выделяли его в роли субтеррейна). В процессе коллизии, как показывает накопленный материал, этот террейн полностью распался на многочисленные тектонические пластины, которые в процессе амальгамации, аккреции и коллизии были тектонически перемешаны с пластинами террейнов Тонта и Нутгей. Такие хаотические, на первый взгляд, смеси, в свою очередь, образуют закономерные композиции, которые между собой не смешиваются и составляют различные зоны. Причина такой избирательности пока не ясна. Возможно, она связана с последовательным причаливанием к кратону различных частей Ольхонского супертеррейна.

Весь этот, а также и иной геологический материал вроде бы свидетельствует о целесообразности выделения вместо Ольхонского террейна супертеррейна под таким же названием. Операция несложная, но уверенности в ее необходимости все же нет, поскольку не все этапы коллизионного взаимодействия сегодня расшифрованы. Мы предлагаем при описании нашей коллизионной системы использовать термин супертеррейн, поскольку он более всего отвечает фактическим данным, но хотели бы оставить какие-то возможности для маневра, поскольку скорость поступления новых данных по тектонике и геодинамике региона превышает темп их синтеза.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00231).

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 273–274

СКОРОСТЬ ДЕФОРМАЦИЙ В КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЕ СИБИРСКИЙ КРАТОН – ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН: НОВЫЕ АСПЕКТЫ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ

В.С. Федоровский[1], Е.В. Скляров[2], Д.П. Гладкочуб[2], А.М. Мазукабзов[2], Т.В. Донская[2], А.В. Лавренчук[3]

[1] Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

В Ольхонском регионе Западного Прибайкалья обнаружены необычные эффекты, сопровождавшие коллизионное взаимодействие Сибирского кратона и Ольхонского террейна в раннем палеозое. Они отражают аномальное поведение карбонатных пород террейна в условиях интенсивных сдвиговых деформаций, сопровождавших коллизию. Предполагаем, что эти явления обусловлены резкими изменениями градиентов скорости сдвиговой деформации, реализованных на этапах фронтальной и косой коллизии и локализованы только в породах карбонатного состава. Достижение критических параметров скорости деформаций (конкретные значения остаются пока неизвестными) инициировало появление на месте горизонтов мраморов карбонатных расплавов, которые выжимаются из зон сдвигов и активно транспортируются по коре, давая начало специфическим смесям – синметаморфическим мраморным меланжам.

Скорость деформаций – фундаментальное свойство природы. В геологической науке эта тема освоена, однако, очень слабо. Методики изучения подобных явлений нет.

Карбонатный матрикс меланжа генерирован в зонах глубинных сдвигов, сопровождавших фронтальную и косую коллизию. Чаще всего такие образования контролируются сдвигами, генерированными в зонах глубинных синтаксисов, получивших мощное развитие на границе главных инденторов системы (Сибирский кратон и Крестовский субтеррейн), между которыми расположены многочисленные маловязкие пластины Ольхонского террейна. Они латерально выжаты из зоны максимального сжатия, расположенной между инденторами, и скорости такого выжимания могли быть очень значительными. Вместе с тем мраморный меланж не только тектонически выжат из таких зон, но и обнаруживает свойства жидкости (расплава?) и внедряется в окружающие породы силикатного состава. В ходе этого транспорта карбонатный матрикс насыщается многочисленными включениями таких пород.

Мраморный меланж найден в регионе во всех зонах метаморфизма – от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации включительно. Его возникновение, как оказалось, не связано с изменениями термодинамических параметров. Очевидно и то, что формирование меланжей происходило в условиях тектонического течения, свойственного всем метаморфитам региона, Но и это не объясняет их генезис. Детальное геологическое изучение территории, проведенное с плотным использованием данных современного аэрокосмического зондирования Земли, показало, что, хотя появление меланжей контролируется вязкими глубинными сдвигами, они присутствуют в таких зонах не всегда. В одних из них меланжи представлены мощно, а в других они полностью отсутствуют.

В качестве осторожного предположения мы предлагаем идею о скорости деформаций в глубинных сдвигах как возможной причине, которая могла обеспечить переход обычных мраморов в жидкое состояние (расплав?) – со всеми геологическими и тектоническими следствиями, которые могли сопровождать подобное превращение. В такой динамике мраморные меланжи можно рассматривать как прямые индикаторы скорости деформаций в коллизионной системе.

Возможно, сама эта идея еще не полностью сложилась, какие-то ее аспекты могут быть противоречивыми, и даже ошибочными. Сомнения не должны, однако, останавливать поиск. Скорость деформаций – не новинка в геологии (например, скорость движения литосферных плит. Это один из базовых параметров современной парадигмы в геологии). Но список явлений

такого рода сегодня очень короток. Фундаментальное явление природы, несомненно сопровождающее всю геологическую историю планеты, оказывается загадочным и практически неисследованным. Актуальность такой темы, как нам кажется, очевидна.

Нужно подчеркнуть, что авторы не располагают пока инструментами, которые позволяли бы реально измерять скорость деформаций на геологических объектах. Мы акцентируем внимание даже не на цифровых характеристиках скорости деформаций, а на результатах реализации таких физических параметров в земной коре. Они как раз – есть. В регионе реально присутствуют горные породы, возникшие как следствие какого-то критического (вероятно – кратковременного, быстрого?) нарастания скорости деформаций в сдвиге. Ничего экзотического в таком предположении нет. Для коллизионных систем колебания скорости деформаций кажутся обычным явлением. Между тем геологические следствия таких пертурбаций не изучены. Научная интрига – налицо. Попытаться нащупать аргументы именно в этом направлении – интересная задача. «Раскрутить» идею скорости деформаций в сдвигах, используя реальные породы и структуры, в которых «записан» результат такого явления, – профессионально привлекательная, крайне любопытная задача. Потенциал выхода на получение выводов прорывного характера весьма высок. Удастся ли это сделать – прогнозировать пока рано.

Идея сложилась в рамках исследований, поддержанных РФФИ (проект № 17-05-00231).

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 275–277

СТРОЕНИЕ СТАНОВОЙ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ И СЕЛЕНГИНО-СТАНОВОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ПО ДАННЫМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СУБШИРОТНОГО ПРОФИЛЯ ГСЗ «БАЗАЛЬТ»

Т.Н. Хераскова[1], Н.Н. Пиманова[2], О.Л. Миронова[3]

[1] Москва, Геологический институт РАН, kyeraskova.tatiana@yandex.ru
[2] Москва, «Росгеолфонд» ВНИИгеосистем, nadja@geosys.ru
[3] Москва, Музей землеведения Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, o_mr@mail.ru

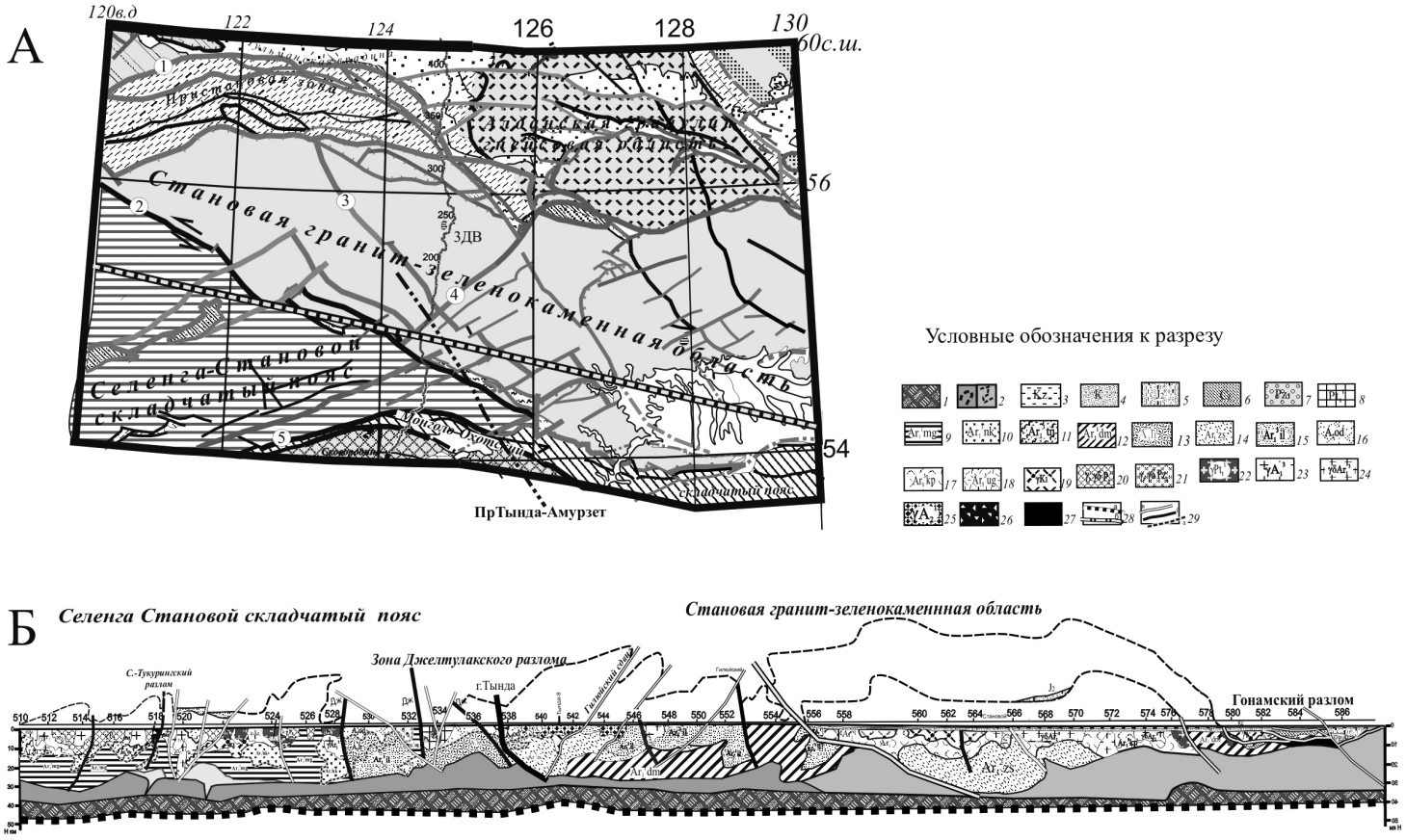
Статья посвящена геологической интерпретации фрагмента геофизического профиля ГСЗ «Базальт» (Абакан – Тында – Татарский пролив) (рисунок), пересекающего в субширотном направлении Становую и Селенга-Становую складчатые области. Эта работа дополняет интерпретации сейсмических разрезов 3-ДВ и Тында-Амурзет **[1]** о строении Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Район исследований необычайно сложен по строению и развитию, так как неоднократно подвергался структурным перестройкам. Эпохи растяжения сменялись сжатием, проявился многоактный метаморфизм, а также рифтогенез. Для интерпретации геофизических данных был проведен анализ структур этих этапов и возраста разрывных нарушений. Последние были разделены на три группы: раннепротерозойские, палеозойско-раннеюрские, мел-палеогеновые. Выяснено соотношение мел-палеогеновых разломов с более древними, а также соотношение крутых сдвигов с пологими взбросо-надвигами.

Становая гранит-зеленокаменная область простирается в субширотном направлении от р. Витим на западе до Охотского моря на востоке и ограничена зонами разломов: с севера – Становой, с юга – Монголо-Охотской, с юго-запада – Джелтулакской. Она консолидировалась в раннем протерозое, но затем подвергалась неоднократной тектономагматической переработке, особенно интенсивной в мезозое. В каледонское и мезозойское время под влиянием левосдвиговых движений зона испытала интенсивное растяжение и воздействие гранитоидного магматизма. Вдоль ее северной границы, примыкая к Становому разлому, сформировалась *Южно-Алданская система мезозойских впадин,* которая протягивается вдоль границы Алданской гранулит-гнейсовой и Становой гранит-зеленокаменной областей.

Основу строения Становой области составляют раннедокембрийские структурно-вещественные комплексы (зверевская, ларбинская, токская и дамбукинская серии). С мезозойской тектономагматической активизацией региона связано накопление терригенно-вулканогенных толщ, внедрение гранитоидов, надвигание Станового мегаблока на Алданский. В это же время происходило формирование складчато-глыбовой структуры Становой области и ее надвигание на Алданскую из-за левосдвиговых движений по Джелтулакскому и Гилюйскому разломам, что читается по смещениям фронта позднемезозойских и раннепротерозойских гранитоидов.

Данные геофизических исследований показали, что земная кора этой структуры имеет трехярусное строение. Здесь выделяется: 1. Область нижней коры, отличающаяся неоднородностью состава и вероятным существованием отдельных очагов плавления. 2. Области коры, развитые не повсеместно, с четкими структурами пластического течения материала основного, возможно, частично ультраосновного состава, по крайней мере, частично поступающего из подкорового слоя мантии. 3. Верхняя часть континентальной коры, сложенная интенсивно деформированными, раздробленными и часто гранитизированными породами. В слое 3 отчетливо проявлены две фазы внедрения вещества мантии, имеющие разное строение. Первая фаза (рисунок), как и в Алданской области, имеет структуру лежачих дисгармоничных складок, свидетельствующую о растекании материала в горизонтальном направлении. Вторая фаза внедрения занимает секущее положение по отношению к первой, а ее структура свидетельствует о выдавливании материала снизу вверх.



***А* – местоположение профиля ГСЗ «Базальт».** Цифрами в кружках обозначены разломы: 1 – Становой, 2 – Джелтулакский, 3 – Гилюйский, 4 – Тындинский, 5 – Северо-Тукурингский. *Б* – геологическая интерпретация профиля ГСЗ «Базальт». *1* – нижняя кора; *2* – нижний слой верхней коры со структурами пластического течения материала: а – первой фазы, б – второй фазы; *3–28* – верхний слой континентальной коры: 3–7 – *отложения*: *3* – кайнозоя, *4* – мела, *5* – средней юры, *6* – среднего карбона, *7* – нижнего палеозоя. *Метаморфические комплексы*: *8* – нижнего протерозоя; *9–18* – архея: Селенга-Становая область: *9* – Ar11mg Могочинская серия, *10* – Ar13nk Никиткинская серия, *11* – Ar13 tn Тунгирская серия, *12–18* – Становая область: *12* – Ar11dm Дамбукинская серия, *13* – A1lr Ларбинская серия, *14* – Ar12zs Зейская серия, *15* – Ar13 il Иликанская серия, *16* – A2od Одолгинская серия, *17* – Ar13kp Купуринская серия, *18* – Ar13ug Усть-гилюйская серия; 19–25 – *магматические комплексы*: *19–25* гранитоиды: *19* – нижнего мела, *20* – перми, *21* – нижнего палеозоя, *22* – нижнего протерозоя, *23* – нижнего архея, *24* – гранодиориты нижнего архея, *25* – граниты верхнего архея, *26* – габбро архея, *27* – офиолиты, *28* – поверхность Мохо (а), подошва слоя 3 верхней коры (б); *29* – тектонические покровы (а), разломы Pz-Mz1 (б), Mz2 (в).

На профиле «Базальт» отражена покровно-складчатая структура этой области и сходное строение коры, описанное по профилю 3ДВ. Крупный надвиг позднемезозойского возраста делит ее на две части. По этому надвигу восточная часть, где развита лишь вторая фаза андерплейтинга, надвинута на западную. Надвигание в западных румбах, вероятно, связано с новообразованием океанической коры в Тихом океане. Восточная часть представляет собой крупный гранито-гнейсовый купол. Западная часть Становой области в целом имеет антиформное строение восточной вергентности, нарушенное многочисленными разломами палеозойского и мезозойского возраста. По Джелтулакскому разлому она надвинута на Селенга-Становой складчатый пояс.

Селенга-Становой складчатый пояс расположен юго-западнее Становой области и образует северное обрамление Монголо-Охотского пояса. В развитии пояса выделяются четыре этапа активизации: пермский, раннетриасовый, среднепозднеюрский и позднеюрский. На профиле «Базальт» видна его сложная сжатая покровно-складчатая структура, развитие гейсово-купольных структур, нарушенное мезозойскими разломами восточной вергентности. Характерно пододвигание под Становую складчатую область. Выявленные закономерности доказывают более существенную роль мезозойской тектономагматической активизации этой территории, что существенно повышает ее прогнозный потенциал.

[1] *Хераскова Т.Н., Яковлев Д. В., Пиманова Н.Н., Березнер О.С.* Строение Алданского щита и зоны его сочленения с Центрально-Азиатским складчатым поясом по геофизическим данным интерпретации трансектов «3ДВ» и «Тында–Амурзет» // Геотектоника. 2018. № 1. С. 3–27.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 278–280

ЭВОЛЮЦИЯ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА АЛТАЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО СМЕНЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ

С.В. Хромых[1, 2], А.Э. Изох[1, 2], П.Д. Котлер[1, 2], Д.В. Семенова[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, serkhrom@mail.ru

Алтайская коллизионная система герцинид была сформирована в позднем палеозое при взаимодействии Сибирского и Казахстанского континентов. Аккреционно-коллизионная стадия развития территории началась в конце раннего карбона (330–325 млн лет назад) и завершилась в ранней перми (280 млн лет назад). В последние несколько лет мы провели геохимические и геохронологические исследования аккреционно-коллизионных базит-ультрабазитовых ассоциаций Восточного Казахстана, что позволило нам проследить эволюцию мантийных источников и выяснить геодинамические обстановки проявления базитового магматизма.

Наиболее ранними базит-ультрабазитовыми образованиями являются габбро и диориты саурского комплекса. Они имеют нормальную щелочность: Na_2O+K_2O=0.8–6.3 мас. % (ср. 3.56 мас. %), TiO_2=0.3–1.7 мас. % (ср. 0.7 мас. %), Al_2O_3=15–27 мас. % (ср. 19.8 мас. %), CaO=4.4–15.2 мас. % (ср. 9.5 мас. %), MgO=1.7–11.3 мас. % (ср. 4.9 мас. %), P_2O_5=0.02–0.43 мас. % (ср. 0.12 мас. %). Сумма РЗЭ=8–48 г/т, Zr–33 г/т, Hf–1.1 г/т, Nb–1.9 г/т, Ta=0.1 г/т. Возраст установлен U-Pb датированием цирконов из диоритов и составил 330±2 млн лет.

Массивы саурского комплекса пересекаются роями даек меридионального и северо-восточного простирания, представленными долеритами и спессартитами. Породы даек имеют нормальную щелочность: Na_2O+K_2O=3.5–6.9 мас. % (ср. 5.5 мас. %), TiO_2=0.6–1.9 мас. % (ср. 1.4 мас. %), Al_2O_3=13.3–17.3 мас. % (ср. 15.9 мас. %), CaO=4.0–9.3 мас. % (ср. 6.7 мас. %), MgO=2.6–8.7 мас. % (ср. 5 мас. %), P_2O_5=0.17–0.71 мас. % (ср. 0.38 мас. %). Сумма РЗЭ=65 г/т–227 г/т (ср. 130 г/т), содержания высокозарядных элементов: Zr – в среднем 161 г/т, Hf – в среднем 3.8 г/т, Nb – в среднем 14.6 г/т, Ta – в среднем 0.9 г/т. Возраст даек был установлен U-Pb датированием цирконов и составил 315±4 млн лет.

В пределах Иртышской сдвиговой зоны развит пояс массивов иртышского комплекса, сложенных габбро, перидотитами и диоритами. Выделено две группы пород. Первая найдена в большинстве массивов и представлена габбро и габбро-диоритами. Они содержат Na_2O+K_2O= =1.0–4.8 мас. % (ср. 2.9 мас. %), TiO_2=0.3–2.1 мас. % (ср. 1.1 мас. %), Al_2O_3=8.3–20.8 мас. % (ср. 16.1 мас. %), CaO=6.7–12.5 мас. % (ср. 9.5 мас. %), MgO=4.9–20.3 мас. % (ср. 8.5 мас. %), P_2O_5=0.02–0.22 мас. % (ср. 0.11 мас. %). Сумма РЗЭ=12 г/т–120 г/т (ср. 56 г/т), содержания высокозарядных элементов: Zr – в среднем 88 г/т, Hf – в среднем 2.3 г/т, Nb – в среднем 3.8 г/т, Ta – в среднем 0.3 г/т. Вторая разновидность представлена расслоенной перидотит-габбровой серией. В них Na_2O+K_2O=0.9–3.5 мас. % (ср. 1.7 мас. %), TiO_2=0.12–0.87 мас. % (ср. 0.31 мас. %), Al_2O_3=11.8–27.9 мас. % (ср. 18.8 мас. %), CaO=7.4–19.4 мас. % (ср. 13.6 мас. %), MgO=3.6–18.6 мас. % (ср. 9.7 мас. %), P_2O_5=0.01–0.11 мас. % (ср. 0.03 мас. %). Сумма РЗЭ=7 г/т–41 г/т (ср. 15 г/т), содержания высокозарядных элементов: Zr – в среднем 17 г/т, Hf – в среднем 0.5 г/т, Nb – в среднем 0.44 г/т, Ta – в среднем 0.07 г/т. Возраст габбро Иртышского комплекса определен U-Pb и Ar-Ar датированием и составляет 317–313 млн лет.

В центральной части территории расположено несколько прогибов, выполненных вулканическими породами основного и среднего состава. Вулканиты содержат Na_2O+K_2O=3.5–9.8 мас. % (ср. 6.1 мас. %), TiO_2=0.29–1.43 мас. % (ср. 0.66 мас. %), Al_2O_3=14.4–18.7 мас. % (ср. 16.6 мас. %), CaO=2.1–8.7 мас. % (ср. 4.8 мас. %), MgO=0.4–5.3 мас. % (ср. 2.6 мас. %), P_2O_5=0.14–0.44 мас. % (ср. 0.22 мас. %). Сумма РЗЭ=52 г/т–169 г/т (ср. 104 г/т), содержания высокозарядных элементов: Zr – в среднем 151 г/т, Hf – в среднем 3.5 г/т, Nb – в среднем 6.5 г/т, Ta – в среднем 0.4 г/т. Возраст был установлен U-Pb датированием цирконов из андезитов и составил 311±2 млн лет.

Рядом располагается обособленный Тюрешокинский прогиб, сложенный из базальтов и андезибазальтов, залегающих на продуктах размыва предшествующих вулканических комплексов. Эти породы содержат Na_2O+K_2O=4.9–9.3 мас. % (ср. 7.1 мас. %), TiO_2=0.7–1.6 мас. % (ср. 1.15 мас. %), Al_2O_3=14.3–17.7 мас. % (ср. 16 мас. %), CaO=2.1–7.2 мас. % (ср. 5.1 мас. %), MgO=1.1–5.1 мас. % (ср. 2.6 мас. %), P_2O_5=0.25–0.95 мас. % (ср. 0.59 мас. %). Сумма РЗЭ=168 г/т–399 г/т (ср. 270 г/т), содержания высокозарядных элементов: Zr – в среднем 265 г/т, Hf – в среднем 5.9 г/т, Nb – в среднем 19.3 г/т, Ta – в среднем 1.6 г/т. Возраст был установлен U-Pb датированием цирконов из андезитов и составил 297±2 млн лет.

В центральной части Алтайской коллизионной системы развиты ареалы мелких массивов аргимбайского комплекса. Породы представлены габбро и габбро-эссекситами, содержат: Na_2O+K_2O=2.7–10.3 мас. % (ср. 6.5 мас. %), TiO_2=1.08–2.55 мас. % (ср. 1.63 мас. %), Al_2O_3=13.5–19.7 мас. % (ср. 16.3 мас. %), CaO=2.2–10.7 мас. % (ср. 6.6 мас. %), MgO=1.0–8.5 мас. % (ср. 4.3 мас. %), P_2O_5=0.13–1.19 мас. % (ср. 0.58 мас. %). Сумма РЗЭ=106 г/т–330 г/т (ср. 221 г/т), содержания высокозарядных элементов: Zr – в среднем 274 г/т, Hf – в среднем 5.9 г/т, Nb – в среднем 20.7 г/т, Ta – в среднем 1.1 г/т. Возраст габбро установлен U-Pb датированием цирконов и составил 293±2 млн лет.

Рядом располагаются мелкие массивы габбро и пикритов максутского комплекса. Эти породы содержат Na_2O+K_2O=0.5–5.9 мас. % (ср. 3.5 мас. %), TiO_2=0.35–2.96 мас. % (ср. 1.22 мас. %), Al_2O_3=7.4–21.8 мас. % (ср. 13.8 мас. %), CaO=2.9–9.5 мас. % (ср. 6.4 мас. %), MgO=4.9–28.4 мас. % (ср. 14.5 мас. %), P_2O_5=0.1–0.9 мас. % (ср. 0.35 мас. %). Сумма РЗЭ=60 г/т–190 г/т (ср. 94 г/т), содержания высокозарядных элементов: Zr – в среднем 135 г/т, Hf – в среднем 3.1 г/т, Nb – в среднем 7.2 г/т, Ta – в среднем 0.8 г/т. Возраст оценен несколькими Ar-Ar датировками по магматическим амфиболам и биотитам в 280±3 млн лет.

Наиболее молодыми являются базитовые дайки северо-восточного простирания миролюбовского комплекса, в виде нескольких поясов пересекающих территорию. Основные и средние породы даек содержат: Na_2O+K_2O=3.4–7.3 мас. % (ср. 6.2 мас. %), TiO_2=0.73–2.47 мас. % (ср. 1.5 мас. %), Al_2O_3=15.5–17.5 мас. % (ср. 16.4 мас. %), CaO=4.2–8.1 мас. % (ср. 5.4 мас. %), MgO=2.5–7.8 мас. % (ср. 3.6 мас. %), P_2O_5=0.25–1.1 мас. % (ср. 0.65 мас. %). Сумма РЗЭ=93 г/т–228 г/т (ср. 177 г/т), содержания высокозарядных элементов: Zr – в среднем 277 г/т, Hf – в среднем 6.2 г/т, Nb – в среднем 13.3 г/т, Ta – в среднем 0.9 г/т. Возраст даек Миролюбовского комплекса определен U-Pb датированием цирконов и составил = 279±3–267±1 млн лет.

Сравнение геохимических составов базитовых комплексов свидетельствует, что от ранних к поздним базиты обогащаются титаном, щелочами и некогерентными элементами (K_2O, P_2O_5, REE, Zr, Hf, Nb, Ta). Содержания глинозема и кальция в ранних базитах саурского и прииртышского комплексов заметно выше, чем в более молодых базитах. Содержания MgO не имеют прямой корреляции с возрастом, и, вероятнее всего, отражают степень плавления мантийных субстратов или степень дифференциации первичных магм. Из сопоставления содержания MgO с другими индикаторными компонентами можно выделить разные типы мантийных источников, различающиеся содержаниями Ti, K, P, REE и HFSE. Исходя из геохронологических данных, можно выделить три этапа проявления мантийного магматизма в эволюции Алтайской аккреционно-коллизионной системы.

1-й этап, конец раннего карбона (~330 млн лет назад), базитовый магматизм был связан с субдукцией под окраину Казахстанского континента, источником было вещество деплетированной мантии, плавящееся в присутствии значительного количества водного флюида. Этот магматизм прекратился с прекращением субдукции и закрытием океанического бассейна.

2-й этап, начало позднего карбона (317–311 млн лет назад). Проявление базитового магматизма свидетельствует о возникшей проницаемости литосферы: вначале вдоль крупных сдвиговых разломных систем (массивы габбро Иртышского комплекса в Иртышской зоне (317–313 млн лет) и дайки северо-восточного простирания в Жарминской зоне (315 млн лет), затем излияния базальтов и андезитов в местах локальных растяжений типа пулл-апарт (вулканические прогибы, 311 млн лет). Это свидетельствует о коллапсе орогенного сооружения, при этом частичному плавлению подвергались более глубинные (и менее деплетированные) мантийные источники.

3-й этап, ранняя пермь (297–267 млн лет назад), – посторогенный этап, характеризующийся масштабным проявлением синхронного гранитоидного магматизма. Раннепермские базитовые комплексы значительно обогащены некогерентными компонентами, что свидетельствует о вовлечении в частичное плавление недеплетированного мантийного источника. Раннепермский базитовый магматизм проявлен двумя импульсами. Ранний импульс (297–293 млн

лет) – небольшие объемы обогащенных субщелочных габбро и базальтов, что свидетельствует о малых степенях плавления. Следом за этим отмечено формирование сложных габбро-гранитных интрузий, что свидетельствует о начале фазы активного мантийно-корового взаимодействия – мафические мантийные магмы разогревали коровые осадочно-метаморфические субстраты, вызывая масштабное гранитообразование на рубеже 290–285 млн лет назад. Второй импульс мантийного магматизма отвечает времени ~280 млн лет назад, появились наиболее примитивные расплавы (MgO в среднем 14.5 мас. %), как результат наибольшей степени плавления недеплетированной мантии. Самым последним импульсом мантийного магматизма явились дайки долеритов и лампрофиров Миролюбовского комплекса – они появились на уровне средней – верхней коры после остывания, затвердевания и растрескивания литосферы.

Проведенный анализ геохимических и геохронологических данных позволяет обозначить геодинамическую эволюцию Алтайской коллизионной системы по следующей схеме: «Субдукция и аккреция → Коллизия → Коллапс орогена → Крупная магматическая провинция в посторогенной обстановке растяжения». Формирование последней соответствует активности Таримского мантийного плюма, а последовательность развития базитового и гранитоидного магматизма в целом отвечает процессу взаимодействия мантийного плюма с литосферой.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (проект № 5.1688.2017/4.6) и РФФИ (проект № 17-05-00825).

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 281–282

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ ГАББРОИДОВ И ГРАНИТОИДОВ СУМСУНУРСКОГО КОМПЛЕКСА В ПРЕДЕЛАХ ХОЛБИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

В.Б. Хубанов[1, 2], К.Д. Долгобородова[1, 2], Б.Б. Дамдинов[1, 2], А.А. Цыганков[1, 2], Т.Т. Врублевская[1]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, khubanov@mail.ru
[2] Улан-Удэ, Бурятский государственный университет им. Доржи Банзарова

В Восточном Саяне с гранитоидами сумсунурского комплекса ассоциирует ряд крупных месторождений и проявлений золота. Породы этого комплекса широко распространены в виде крупных сложных батолитовых тел. Кроме того, рядом исследователей к этому комплексу относятся небольшие тела габброидов и дайки, имеющие подчиненное, но повсеместное распространение. В настоящем докладе приведены новые данные о возрасте габброидов, гранитоидов и фельзитовых даек сумсунурского комплекса, представленных в пределах Холбинского золоторудного узла.

В составе сумсунурского комплекса выделяют три крупных плутона, имеющих площадь от 70 до 300 км^2 – Амбартагольский (Сумсунурский), Гарганский и Урикский. Объектом нашего исследования был Амбартогольский плутон. Породы, слагающие его, представляют собой полный дифференцированный ряд от кварцевых диоритов через тоналиты к плагиогранитам. Кроме того, в состав комплекса включают тела габброидов, выступающих как ранняя фаза комплекса. На площади также распространены дайковые тела, сложенные фельзитами, кварц-полевошпатовыми фельзит-порфирами и диабазами (базитами), которые рядом исследователей выделялись в самостоятельный холбинский комплекс малых интрузий **[1, 2]**. На наш взгляд, с учетом взаимосекущих отношений между дайками разного состава и их вещественной близости к интрузивным породам сумсунурского комплекса **[3]**, выделение субвулканитов в отдельный комплекс нецелесообразно.

С помощью U-Pb изотопного LA-ICP-MS метода **[4]** нами было проведено датирование цирконов, выделенных из габбро, кварцевого диорита, плагиогранита и фельзитовой дайки. Для цирконов из габбро получена дата 829±5 млн лет; для кварцевого диорита – 824±4 млн лет; для плагиогранита – 822±4 млн лет; для фельзита – 821±6 млн лет.

Таким образом, полученные оценки возраста для разных пород Амбартагольского батолита в пределах ошибки анализа сопоставимы между собой и указывают на его становление 830–820 млн лет назад. Близкий возраст габброидов и гранитоидов указывает на сосуществование контрастных мафических (мантийных) и салических (коровых) магм при становлении плутона, о чем также свидетельствуют наблюдаемые минглинг-структуры **[5]**. Учитывая, что возраст гранитоидов Гарганского плутона составляет 790 млн лет **[2]**, можно полагать, что общая продолжительность становления сумунурского комплекса, фиксирующая обстановку активной континентальной окраины, была не менее 30–40 млн лет.

Работа выполнена в ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) в рамках программы фундаментальных исследований ГИН СО РАН (базовый проект IX.129.1.2., № гос. рег. АААА-А16-116122110027-2), при поддержке проекта II.1.39. Комплексной программы фундаментальных научных исследований СО РАН и проектов РФФИ № 17-05-00275 и 18-05-00489.

[1] *Авдонцев Н.А.* Гранитоиды Гарганской глыбы. Ленинград: Наука, 1967. 99 с.
[2] *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
[3] *Гребенщикова В.И., Коваль П.В.* Геохимия тоналитового гранитоообразования (Сумсунурский батолит, Восточный Саян) // Петрология. 2004. Т. 12. № 1. С. 68–83.

[4] *Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А.* U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставления с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.

[5] *Долгобородова К.Д.* Характер взаимосвязи между габброидами и грнитоидами сумсунурского комплекса (Восточный Саян): геохимический аспект // Металлогения древних и современных океанов – 2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений. Миасс: ООО «Форт-Диалог-Исеть», 2019. С. 77–79.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 283–285

ГИГАНТСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ БАТОЛИТЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ – НОВЫЙ ТИП САЛИЧЕСКИХ КРУПНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ (SLIPs)?

А.А. Цыганков[1], Н.А. Горячев[2], А.М. Сугоракова[3], Г.Н. Бурмакина[1], В.Б. Хубанов[1]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, tsygan@ginst.ru
[2] Магадан, Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, goryachev@neisri.ru
[3] Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, samina51@inbox.ru

Крупные изверженные провинции как особый тип магматических образований были выделены в начале 90-х годов прошлого века. Почти три десятилетия интенсивных и разноплановых исследований существенно расширили наши представления об этом геологическом феномене. Одним из важнейших достижений стало признание того факта, что салические образования не только входят в состав большинства мафических LIPs, но и могут быть доминирующим типом пород, что позволило выделить самостоятельный салический тип крупных изверженных провинций (SLIPs) **[8–11]**.

Согласно современным представлениям **[8, 10]**, крупные салические изверженные провинции должны удовлетворять следующим условиям: их площадь должна быть не менее 0.1 млн км^2, объем не менее 0.25 млн км^3 при времени формирования, не превышающем 40 млн лет.

На сегодняшний день известно всего несколько SLIPs, полностью удовлетворяющих этим требованиям **[11]**. Кроме того, важно подчеркнуть, что во всех крупных изверженных провинциях доминируют вулканогенные и субвулканические образования, тогда как роль пород плутонической фации, за редкими исключениями (Бушвельд), второстепенна. Не являются исключением и SLIPs, основной объем которых сложен риолитовыми и риолит-дацитовыми игнимбритами. Вместе с тем хорошо известно, что среди наиболее распространенных на поверхности Земли пород доминируют граниты и базальты. Следовательно, наиболее крупные скопления салических пород, масштабов LIPs, должны быть представлены плутонической фацией, т.е. гранитами, а не их излившимися на поверхность эквивалентами.

В этом контексте большой интерес представляют гигантские гранитоидные батолиты Центральной и Северо-Восточной Азии, такие как Ангаро-Витимский в Забайкалье, Хангайский и Хентейский-Даурский в Монголии, Калба-Нарымский в Северо-Восточном Казахстане, Тувино-Монгольский мегаареал, охватывающий территорию Восточной Тувы и Озерной зоны Западной Монголии, Колымский батолитовый пояс на северо-востоке Азии. По предварительным данным объем каждого из них оценивается величиной от нескольких сотен тысяч до миллиона и более км^3, а время формирования не превышает первых десятков миллионов лет.

Цель настоящего сообщения – охарактеризовать наиболее изученные из этих батолитов с точки зрения соответствия критериям принадлежности к SLIPs.

Ангаро-Витимский батолит (Забайкалье) с учетом невскрытой части (геофизические данные) занимает площадь более 200 тыс. км^2; его средняя мощность, по разным оценкам, составляет 5–7 км **[3]** или 10–12 км **[2]**. Соответственно, объем батолита может составлять от 1.0 до 2.0 млн км^3. Уровень эрозионного среза, вероятно, может варьироваться от 1 до 3 км, однако при столь грубых оценках им можно пренебречь. Батолит сложен гранитоидами автохтонной (20 %) **[2]** и аллохтонной фаций, среди которых преобладают известково-щелочные граниты и гранодиориты. В подчиненном количестве развиты субщелочные лейкограниты, кварцевые сиениты и кварцевые монцониты. Гранитоиды повышенной щелочности сопровождаются синплутоническими базитовыми интрузиями, минглинг-дайками, нередко содержат ММЕ (mafic microgranular enclaves) **[1, 6]**. Ограниченным развитием пользуются синхронные грани-

тоидам интрузии габбро-монцонитов и габбро-сиенитов. Совокупный объем базитов в составе Ангаро-Витимского батолита (АВБ) в разных формах проявления, по-видимому, не превышает 1–2 %.

По геологическим и геохимическим данным в составе АВБ выделяются «коровые» граниты, представляющие продукт плавления преимущественно неопротерозойских метатерригенных протолитов, и «мантийно-коровые», в которых доля «мантийного компонента» (смешение магм и/или плавление метабазитовых протолитов) достигает 30 % **[4].** Общая продолжительность формирования АВБ составляет примерно 45 млн лет (325–280 млн лет). Интенсивность магматизма в течение этого времени была разной. Судя по данным U-Pb датирования обломочных цирконов из современных осадков, выделяются два максимума активности с возрастом 314 и 285 млн лет, на долю которых приходится более 2/3 от всех изученных зерен. Важно подчеркнуть, что эти данные хорошо коррелируют с результатами U-Pb датирования цирконов из коренных пород **[5]**, что, вероятно, свидетельствует о пульсационном характере магматизма.

Формирование АВБ началось вслед за позднегерцинским орогенезом, природа которого не до конца понятна. Более того, магматические образования, синхронные этому орогенезу, в Забайкалье неизвестны. В качестве непосредственной причины массового гранитообразования чаще всего рассматривается мантийный плюм **[12]**, «наложившийся» на разогретую, относительно пластичную, кору молодого орогена **[5]**.

Таким образом, Ангаро-Витимский батолит соответствует практически всем критериям принадлежности к SLIPs, за исключением того, что в его составе отсутствуют вулканогенные образования. Можно предположить, что они полностью уничтожены эрозией, однако какие-либо объективные факты *pro & contra* отсутствуют.

В значительной мере сходную позицию занимают Хангайский и Хэнтей-Даурский гранитоидные батолиты Монголии. В их составе преобладают породы гранодиорит-гранит-лейкогранитового ряда, сопровождающиеся синплутоническими мафическими интрузиями и щелочными гранитами А-типа. Площадь батолитов составляет 100 и 150 тыс. км^2 соответственно, а объем оценивается в 0.65–1.50 млн км^3. Продолжительность формирования составляет около 30 млн лет каждого (273–238 и 229–195) **[7]**. Батолитообразование, включая АВБ, завершалось в разной степени проявленным рифтогенезом, контролировавшим (?) финальные проявления щелочно-гранитоидного магматизма А-типа.

Формирование гигантских батолитов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом рассматривается как результат воздействия мантийного плюма на литосферу молодой складчатой области, образовавшейся в краевой части Сибирского палеоконтинента в результате аккреционно-коллизионных событий, непосредственно предшествовавших гранитообразованию **[7].** Возможно, эти батолиты следует рассматривать в качестве единой салической крупной изверженной провинции, пульсационно развивавшейся более 120 млн лет.

Принадлежность других крупных батолитов и гранитоидных поясов к категории SLIPs еще более дискуссионна. Главные аргументы *pro*: большие площади ареалов гранитоидов и, вероятно, значительные объемы (данных нет) при продолжительности магматизма от ≈20 млн лет (Колымский батолитовый пояс) до 30–40 млн лет (Калба-Нарымский батолит). В то же время геодинамические условия формирования этих батолитов до конца не ясны.

Таким образом, позднепалеозойские и раннемезозойские гигантские гранитоидные батолиты Забайкалья и Монголии (Ангаро-Витимский, Хангайский, Хэнтэй-Даурский) соответствуют практически всем критериям принадлежности к салическим крупным изверженным провинциям, отличаясь лишь абсолютным доминированием пород плутонической фации. В связи с этим, возможно, следует выделить самостоятельный подтип SLIPs **[11]** либо расширить существующие критерии. Вопрос о принадлежности крупных батолитов Восточного Казахстана, Тувы и Колымы к категории SLIPs требует дополнительной проработки.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований ГИН СО РАН (базовый проект IX.129.1.2., № гос. рег. АААА-А16-116122110027-2), при поддержке проекта II.1.39. Комплексной программы фундаментальных научных исследований СО РАН и РФФИ (проект № 17-05-00275).

[1] *Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А.* Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья (Бургасский кварцевосиенитовый массив): состав, петрогенезис // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 309–334.

[2] *Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М. и др.* Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 141 с.

[3] *Турутанов Е.Х.* Объемная модель Ангаро-Витимского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 2. С. 131–132.

[4] *Цыганков А.А.* Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 197–227.

[5] *Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б. и др.* Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. 2017. № 4. С. 395–418.

[6] *Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В. и др.* Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст, состав, петрогенезис // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1005–1027.

[7] *Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Травин А.В. и др.* Длительность формирования и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: данные геологических и геохронологических исследований Хангайского батолита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 1. С. 79–102.

[8] *Bryan S.E.* Silicic large igneous provinces // Episodes. 2007. V. 30. P. 20–31.

[9] *Bryan S.E., Ernst R.E.* Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) // Earth-Science Reviews. 2008. V. 86. P. 175–202.

[10] *Ernst R.E.* Large Igneous Provinces. Chapter 8. Silicic LIPs. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. P. 214–244.

[11] *Sheth H.C.* Large Igneous Provinces (LIPs): Definition, recommended terminology, and a hierarchical classification // Earth-Science Reviews. 2007. V. 85. P. 117–124.

[12] *Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E.* Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 93. P. 158–179.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 286–289

ПРИЗНАКИ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В БАЛАГАННАХСКОЙ СЕРИИ ЛОНГДОРСКОГО ПОДНЯТИЯ И ВОЗМОЖНЫЕ МАСШТАБЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ГЛЯЦИОПЕРИОДА СТЕРТ В СИБИРИ (ВЕСТИ С ПОЛЕЙ)

А.В. Шацилло[1], И.В. Латышева[2, 3], Д.В. Рудько[1], И.В. Федюкин[1]

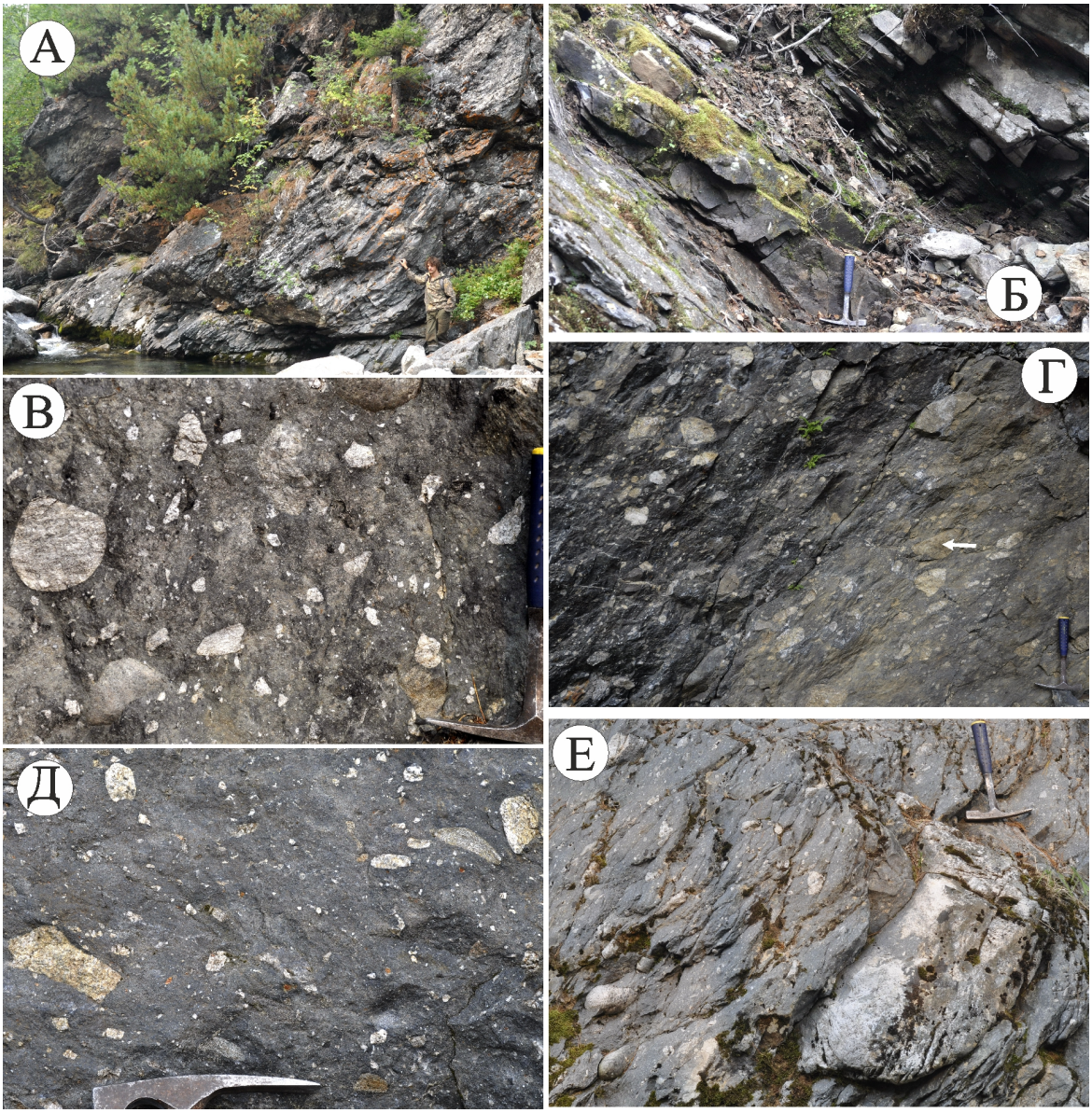
[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com
[2] Москва, Геологический институт РАН
[3] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Следы наиболее продолжительного оледенения криогения (Стерт) обнаружены на большинстве древних кратонов **[6]**, что вполне определенно указывает на глобальный масштаб этого климатического события и, с другой стороны, на высокий корреляционный потенциал соответствующих гляциогоризонтов. В пределах Сибирской платформы свидетельства ранних оледенений Африканской гляциоэры достоверно установлены пока только на севере Енисейского кряжа **[4]** – датирование туфогенных цирконов из матрикса тиллитов чividинской свиты (682±3.4 млн лет) указывает на их принадлежность к гляциопериоду поздний Стерт. С учетом масштабов и продолжительности Стертского оледенения (716–663 млн лет) есть основания полагать, что в Сибири распространение соответствующего гляциогоризонта не ограничивается западной окраиной платформы, а охватывает большие площади.

Общие соображения, учитывающие современные представления о геодинамической эволюции литосферы в неопротерозое, позволяют предположить, что Стертское оледенение связано (во времени) с распадом суперконтинента Родиния, а проявления (следы) этого оледенения следует искать, в первую очередь, в рифтогенных прогибах, связанных с этой деструкцией и заложением пассивных окраин. Анализ накопленной геологической информации показывает, что в пределах Сибири отложения среднего неопротерозоя (750–650 млн лет) распространены ограниченно, что может быть обусловлено как изначальной локальностью их накопления, так и глубокой предкембрийской эрозией (Туруханское и Оленекское поднятия, Приенабарье, Учуро-Майский район, Прибайкалье и Присаянье). В этом отношении, для выявления Стертского оледенения и оценки его масштабов в Сибири перспективными представляются позднедокембрийские разрезы Патомского нагорья и сопредельных районов, возрастная оценка которых хотя и условна, но допускает, что неопротерозойский интервал геологической летописи представлен здесь наиболее полно. В частности, палеомагнитные данные, полученные по базальным уровням позднего докембрия на ЮВ региона (р-н оз. Ничатка) **[7]**, позволяют сопоставить эти слои либо с ранним неопротерозоем (возрастной аналог кандыкских силлов Учуро-Майского р-на ~1000 млн лет), либо со средним неопротерозоем (возрастной аналог нерсинского комплекса р. Китой Присаянья ~750 млн лет)[*]. С другой стороны, в свете наиболее обоснованных реконструкций Сибирско-Лаврентийского фрагмента Родинии именно на южной окраине Сибири (примыкавшей в структуре Родинии к современным арктическим территориям Канады) должны были формироваться неопротерозойские рифтогенные структуры, связанные с расколом суперконтинента, и накапливаться соответствующие осадочные комплексы. Перечисленные косвенные доводы и принадлежность тиллитов из основания дальнетайгинской серии Патомского региона к позднему криогению **[6]** или среднему эдиакарию(?) определяют подстилающие толщи балаганнахской и тепторгинской серий как потенциальные объекты для обнаружения свидетельств оледенения Стерт на юге Сибирской платформы.

Ранее в осадочных последовательностях севера Патомского региона на балаганнахском (хорлухтахская свита) и тепторгинском (медвежевская свита) стратиграфических уровнях отмечались породы, имеющие признаки ледникового происхождения. В частности, диамиктиты ледникового облика отмечены: 1) в хорлухтахской свите (основание балаганнахской серии) на севере Чуйского поднятия (р. Медвежевка) **[2]**; 2) в толщах, относимых к медвежевской свите

[*]Поскольку палеомагнитные полюсы перечисленных объектов близки.



Основание балаганнахской серии в разрезе ключа Опорный (Лонгдорское поднятие). *А* – общий вид обнажения диамиктитов; *Б* – переходная пачка основания (отпрепарированная поверхность в левом нижнем углу – подошва диамиктитов); *В–Е* – диамиктиты (на *Г* стрелкой обозначен утюгообразный валун с верхней плоской гранью).

на юго-западе Тонодского поднятия, в междуречье рек Витим и Большой Патом (**[1],** неопубликованные данные И.А. Прудникова (ВИМС) по результатам изучения кернового материала, а также наши полевые наблюдения 2018 г.); 3) в хорлухтахской свите на юге Тонодского поднятия (р. Хайверга) **[5]**.

В полевой сезон 2019 г. нами был изучен разрез восточного склона Лонгдорского (Нечерского) поднятия, представляющий крайние юго-восточные выходы позднедокембрийской осадочной последовательности Патомского региона. Разрез вскрыт в левых притоках р. Дэлингдэ (Джелинда) в верхнем ее течении. Хорошо обнаженная часть разреза представляет верхи медвежевской свиты, балаганнахскую и дальнетайгинскую серии и в наиболее полном виде вскрыта в каньоне «ключа Опорный» (название дано Н.М. Чумаковым). Общая структура изученного участка интерпретируется нами как крупная лежачая складка с субгоризонтальным шарниром[**], обращенная замковой частью на восток. В тальвеге ключа вскрыта близзамковая часть подвернутого крыла складки, с крутыми (от 30 до 70°) западными падениями слоев, находя-

[**] Среднее падение шарнира, рассчитанное по массовым замерам элементов залегания толщ и сланцеватости ССВ (10°)<10°.

щихся в запрокинутом залегании (устанавливается по эрозионным границам, косым сериям, градационной слоистости). Фрагмент замковой части складки обнажен в борту ключа. Общая мощность хорошо отпрепарированной части разреза около 1 км. Контрастный состав пород позволяет заключить, что «сдваивания» разреза нет. В то же время на участке, нарушенном ССВ-ЮЮЗ разрывом (в нижней части балаганнахской серии), присутствуют мелкие осложняющие складки, а венчающие разрез «слабокомпетентные» глинисто-карбонатные сланцы баракунской (кумах-улахской) свиты дальнетайгинской серии также осложнены складками второго порядка.

Разрез ключа Опорный содержит два уровня грубокластических пород: 1 – в основании балаганнахской серии (рисунок, *А*) и 2 – в основании дальнетайгинской серии, представляющих здесь значительную часть ничатской свиты (для последних Н.М. Чумаковым дано подробное описание, доказано ледниковое происхождение и их принадлежность к среднесибирскому гляциогоризонту **[8]**). Грубокластические толщи основания балаганнахской серии при составлении ГГК200-1 рассматривались как базальные конгломераты, начинающие новый этап седиментации. Наблюдения по ключу Опорный показывают, что эти толщи связаны с подстилающими пестроцветными (лиловыми и зелеными) алевролитами медвежевской свиты постепенным переходом. Переходная пачка (рисунок, *Б*) имеет мощность ~4 м и представляет собой переслаивание серых кварцитовидных песчаников (слои мощностью до 20 см) и тонкослоистых сланцеватых алевролитов (пачки до 10 см). Вышележащие грубокластические породы (мощность ~30 м) не являются конгломератами, а представляют собой диамиктиты (рисунок, *В–Е*).

Диамиктиты основания балаганнахской серии имеют полимиктовый состав – в них преобладают обломки гранитов, но также присутствуют мелкозернистые кристаллические сланцы, жильный кварц, зеленоватые мелкозернистые магматические или метаморфические (?) породы и гнейсы. Обломки от гравийной размерности до крупных валунов и глыб 0.5–0.7 м и более. Обломки от угловатых до окатанных с преобладанием среднеокатанных. Сортировка грубого материала отсутствует, обломки не ориентированы. Матрикс диамиктитов темно-серый песчано-глинистый, преобладает над грубой кластикой. Контакт диамиктитов с вышележащими, осложненными складками (см. выше) мелкозернистыми песчаниками, вероятно, тектонический и скрыт крупноглыбовой осыпью. В диамиктитах среди обломков присутствуют валуны с плоскими гранями, которые могут быть интерпретированы как ледниковые «утюги» (рисунок, *Г*). Целенаправленный поиск ледниковой штриховки на обломках нами не проводился, Н.М. Чумакову (устное сообщение) ее обнаружить не удалось. Несмотря на отсутствие(?) этих «прямых» признаков ледникового происхождения, описанные диамиктиты имеют значительное сходство с гляциальными отложениями и могут быть интерпретированы как акватиллиты.

Таким образом, в пределах Лонгдорского поднятия, как и на севере Патомского региона, на переходном тепторгинско-балаганнахском стратиграфическом уровне установлены тиллитоподобные образования, которые могут трассироваться далее на восток (базальные уровни кебектинской серии Угуйского грабена **[3]**) и представлять единый гляциогоризонт, близкий по возрасту к Стертским тиллитам западной окраины Сибирской платформы **[4]**.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00021).

[1] *Иванов А.И., Лифшиц В.И., Перевалов Т.М., Страхова Т.М., Яблоновский Б.В.* Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995. 353 с.

[2] *Красильников С.С.* Новые данные о строении рифея северо-западного склона Чуйского антиклинория // Региональная геология: тектоника, литология и стратиграфия: Сборник докладов молодых ученых АН СССР / Ред. В.С. Федоровский. М.: ГИН АН СССР, 1990. С. 68–74.

[3] *Латышева И.В., Шацилло А.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В.* Базальные горизонты кебектинской серии Угуйского грабена: проблема происхождения и возраста // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 16. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. С. 159–162.

[4] *Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В., Рудько Д.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Каныгина Н.А., Романюк Т.В.* Неопротерозойское оледенение Стерт в Сибири: обоснование ледникового происхождения и U-Pb датирование диамиктитов чividинской свиты на севере Енисейского кряжа (в печати, 2020. Предварительные результаты в материалах совещаний «ЦАПП» 2017 и 2018 гг.).

[5] *Советов Ю.К., Чигвинцева Л.А.* Стертовское оледенение среднего неопротерозоя на юго-востоке Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. С. 102–104.

[6] *Чумаков Н.М.* Оледенения Земли: история, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с.

[7] *Шацилло А.В., Федюкин И.В.* Палеомагнитные свидетельства неопротерозойского возраста пурпольской свиты Байкало-Патомского региона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 248–249.

[8] *Chumakov N.M.* Chapter 25. Glacial deposits of the Nichatka Formation, Chara River basin and review of Upper Precambrian diamictites of Central Siberia // The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations / Eds. E. Arnaud, G.P. Halverson, G. Shields-Zhou. Geological Society, London, Memoirs. 2011. V. 36. P. 297–302.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 290–294

ПРОБЛЕМА СОСТАВА И ВОЗРАСТА КАРАГАССКОЙ СЕРИИ ПРИСАЯНЬЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ, ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.В. Шацилло[1], С.В. Рудько[2], Б.Б. Кочнев[3], И.В. Латышева[2, 4], Д.В. Рудько[1], И.В. Федюкин[1], З.Л. Мотова[5], В.И. Паверман[1, 5], А.А. Колесникова[2], Н.Б. Кузнецов[2]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com
[2] Москва, Геологический институт РАН
[3] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
[4] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
[5] Иркутск, Институт земной коры СО РАН

В настоящем сообщении суммированы результаты комплексных лабораторных исследований позднедокембрийских пород из разрезов Присаянья (Уватское поднятие, р. Бирюса), посещенных нами в 2016 и 2018 гг. Результаты полевых наблюдений по этим объектам, а также проблемные вопросы, касающиеся строения и возрастной оценки основания платформенного чехла региона, в общих чертах были рассмотрены в **[11]**.

Палеомагнитные данные получены по тагульской свите Уватского поднятия (р. Мара) и ипситской свите р. Бирюса (пос. Кедровый, устье р. Кременьшет, г. Красивая). В общей сложности изучено 270 ориентированных образцов. Породы нижней подсвиты ипситской свиты г. Красивая не содержат интерпретируемого палеомагнитного сигнала. В остальных изученных объектах карагасской серии в подавляющем числе образцов присутствует метахронная компонента намагниченности, неоднократно выявлявшаяся ранее **[1, 2, 5]**. Сравнение средних направлений по изученным нами обнажениям указывает на доскладчатый возраст метахронной компоненты. Соответствующий полюс перемагничивания (PLong=158.6; PLat=–38.4; A95=8.4; N=4) наиболее близок к полюсам Сибири для раннего кембрия (переходные немакит-далдынские – томмотские слои) **[5** и ссылки в работе**]** или для среднего ордовика **[9** и ссылки в работе**]**. Полученный результат указывает на то, что деформации пород карагасской серии на изученных участках проявились не раньше палеозойского времени. Наиболее вероятно, что деформации карагасской серии связаны с каледонскими (ордовикскими) событиями, известными в саянской части ЦАСП – в этом случае возраст доскладчатого перемагничивания определяется как раннекембрийский.

В породах верхней подсвиты ипситской свиты (разрез по п.б. р. Бирюса ниже пос. Кедровый) в незначительном количестве образцов выявлено присутствие характеристической высокотемпературной компоненты намагниченности. Ввиду того, что разрез представляет моноклиналь с выдержанными падениями слоев, тест складки не применим. Палеомагнитный полюс, рассчитанный по характеристической компоненте (географическая с.к.: PLong=35.3; PLat=–31.6; стратиграфическая с.к.: PLong=32.6; PLat=–27.0; A95=11.8; n=13), значительно отличается от полюсов нижней части карагасской серии (шангулежская и тагульская свиты) **[1, 2, 5, 11]** и наиболее близок к полюсам эдиакария – раннего кембрия Сибирской платформы т.н. «мадагаскарской группы» **[10]**. Отмеченное сходство полюсов является косвенным указанием на принадлежность ипситской свиты к терминальному докембрию.

Изотопный состав С и О в карбонатных породах. Установлено, что доломиты нижней части карагасской серии (шангулежская и тагульская свиты) по изотопным характеристикам очень близки (рис. 1) и характеризуются выдержанными значениями $\delta^{13}C$ от –0.5 до +1.3 ‰ (VPDB) и вариациями $\delta^{18}O$ от +16.4 до +23.7 ‰ (V-SMOW). Идентичный изотопный состав шангулежских и тагульских доломитов, близкий литологический состав и одинаковые обстановки осадконакопления этих свит (от флювиальных к мелководно-морским отложениям приливно-отливной зоны) могут свидетельствовать в пользу того, что между этими стратиграфическими подразделениями нет крупных перерывов в седиментации, и они являются фациальными

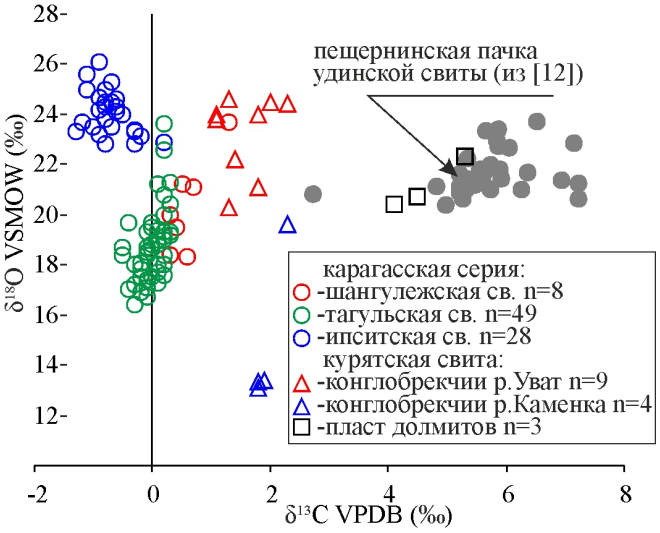


Рис. 1. Изотопно-геохимические (C, O) характеристики карбонатной составляющей позднедокембрийских пород изученного региона Присаянья.

разновидностями внутри единого цикла осадконакопления. Возможно, именно этим объясняются существенные различия в мощности нижней части карагасской серии по простиранию Присаянского прогиба **[8** и др.**]** – максимальной для разрезов р. Бирюса, где ярко проявлена «клавишная» тектоника. Решение этого вопроса требует ревизии границы шангулежской и тагульской свит.

Доломиты ипситской свиты характеризуются слабыми отрицательными значениями $\delta^{13}C$ – от –1.3 до +0.2 ‰ и несколько обогащены тяжелым изотопом O в сравнении с упомянутыми выше более низкими слоями карагасской серии ($\delta^{18}O$ +22.6…+26.1 ‰). Палеомагнитные доводы в пользу неопротерозойского возраста верхней части карагасской серии (ипситская свита) в комплексе с изотопно-геохимическими данными допускают раннеэдиакарский (~630–620 млн лет) **[13]** возраст этого стратиграфического подразделения. В частности, выдержанные «околонулевые» значения $\delta^{13}C$ характерны для большей части формации Karibib Намибии и для ряда других раннеэдиакарских разрезов. Полученные результаты, с учетом имеющихся геохронологических данных (см. ссылки и обсуждение в **[11]**), указывают на наличие значительного перерыва внутри карагасской серии, охватывавшего, вероятно, весь мезопротерозой и часть неопротерозоя. Отметим, что такая интерпретация критическим образом зависит от палеомагнитного результата по ипситской свите, пока статистически слабообоснованного.

Изотопно-геохимические характеристики карбонатных обломков из конглобрекчий курятской свиты, залегающей на комплексах кристаллического фундамента и рассматриваемой как докарагасское основание осадочного чехла Уватского поднятия (см. обсуждение и ссылки в **[11]**), различны (рис. 1). Значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ карбонатных кластов из преимущественно доломитовых конглобрекчий р. Уват (рис. 1, *В*, в **[11])** близки к таковым для доломитов нижней части карагасской серии, которые мы рассматриваем как более древние образования **[11]** и потенциальный источник сноса. Доломиты из тиллитоподобных конглобрекчий р. Каменка (рис. 1, *Г*, *Д*, в **[11]**) имеют изотопные C-O характеристики, отличные как от доломитов карагасской серии, так и от конглобрекчий р. Уват, что косвенно указывает на экзотическую природу этих обломков (гляциальное происхождение конглобрекчий?) либо на то, что «местный» источник сноса карбонатной кластики полностью эродирован. Как отмечалось в **[11]**, обломки доломитов из конглобрекчий р. Каменка не несут признаков деформаций и метаморфизма, что не позволяет их рассматривать как продукты разрушения раннедокембрийских комплексов фундамента Сибирской платформы, в то же время близкими изотопными характеристиками обладают мезонеопротерозойские карбонатные толщи Енисейского кряжа **[7]**.

Доломиты из маломощного пласта, присутствующего в разрезе курятской свиты по р. Каменка, имеют изотопные характеристики C и O, аналогичные известнякам пещернинской пачки удинской свиты оселковой серии р.Уда, относимой к средней части эдиакария **[12]** (рис. 1). Таким образом, данная карбонатная пачка может являться изохронным корреляционным уровнем в позднедокембрийской стратиграфической последовательности региона, что, в свою очередь, дает основания рассматривать курятскую свиту как фациальный аналог базальных слоев марнинской свиты оселковой серии, включающей гляциальные и постгляциальные образования **[6]**.

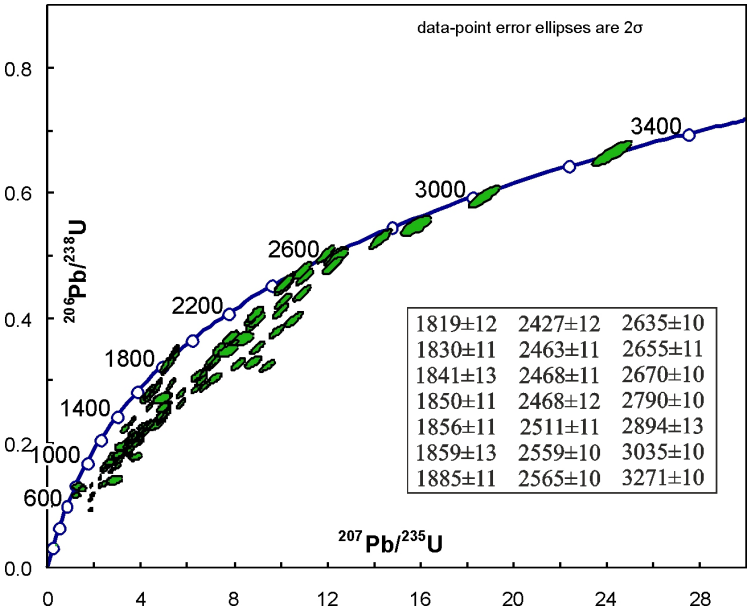


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из матрикса диамиктитов курятской свиты (Уватское поднятие). На врезке приведены значения $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастов по анализам с дискордантностью <±10 %, использованные для интерпретации.

Возрасты детритовых цирконов из матрикса диамиктитов курятской свиты (рис. 2). Проба для геохронологических исследований отобрана из керна скважины, расположенной на водоразделе рек Карет и Каменка. Проанализировано 143 единичных циркона, из которых только 21 анализ дает конкордантные значения (D<±10 %). Конкордантные значения укладываются в возрастной интервал 1819–3271 млн лет, что указывает на кратонный «сибирский» источник кластического материала.

Неконкордантные анализы ложатся на линии дискордий, указывающих на поздненеопротерозойский – раннепалеозойский возраст события, приведшего к нарушению U-Pb систем, однако дать корректную оценку возраста этого события нельзя. Возможно, что это же событие фиксируется в омоложении Ar-Ar систем палеопротерозойских комплексов Бирюсинского блока Сибирского кратона (577±6, 546±6 млн лет **[4]**) и является причиной доскладчатого перемагничивания пород карагасской серии (см. выше).

Показательным оказалось сравнение геохронологических результатов по курятской свите с данными по другим позднедокембрийским толщам Уватского поднятия. Результаты теста Колмогорова-Смирнова демонстрируют, что раннедокембрийские источники сноса для полимиктовой силикокластики курятской свиты значимо отличаются от таковых для аркозовых песчаников нижней части карагасской серии (шангулежская свита р. Карет **[3]**, тагульская свита р. Мара **[14]** – критерий КС при пороговом значении 0.05 составил 0.012 и 0.04 соответственно). При этом выявлена удовлетворительная сходимость наборов возрастов детритовых цирконов из курятской свиты и цирконов из полимиктовых песчаников р. Мара **[14]** (КС=0.29), отнесенных **[14]** к ипситской свите (в соответствии с точкой зрения, отраженной в легенде к ГГК-200 2-го поколения), т.е. источник сноса для этих полимиктовых терригенных отложений, вероятно, был общим, что может свидетельствовать о близком стратиграфическом положении данных толщ. Как отмечалось в **[11]**, полимиктовые песчаники разреза р. Мара выполняют глубокие эрозионные врезы в доломитах тагульской свиты и ранее рассматривались в составе оселковой серии. В пользу последнего указывает сходство их литологического состава и текстурно-структурных особенностей (наличие штормовых текстур HCS) с некоторыми элементами удинской свиты в ее типовых разрезах.

Полученные результаты указывают на необходимость модернизации существующих стратиграфических схем позднего докембрия Присаянья и позволяют сделать следующие предварительные выводы, которые, однако, пока не находят полного единодушия даже среди авторов настоящего сообщения:

1. Карагасская серия представляет собой основание разреза платформенного чехла региона и содержит внутри крупный перерыв. Накопление ее верхней части (ипситская свита) происходило, вероятно, в раннем эдиакарии.

2. Принадлежность ипситской свиты к раннему эдиакарию может свидетельствовать о среднеэдиакарском возрасте гляциальных отложений, присутствующих в основании «посткара-

гасской» оселковой серии, и позволяет предположить, что неопротерозойское оледенение юга Сибири относится к гляциопериоду Гаскье (~580 млн лет).

3. Курятская свита, считающаяся «докарагасским» подразделением и на отдельных участках залегающая в основании платформенного чехла, является более молодой по отношению к карагасской серии и выполняет палеодолины, врезанные в карагасскую серию. Наиболее вероятно, что курятская свита является аналогом нижней части оселковой серии и имеет схожий с ней (в т.ч. ледниковый) генезис. Мы предполагаем, что формирование морских отложений в палеодолинах, находившихся значительно выше базиса эрозии палеоландшафта эдиакарского времени, было связано с постгляциальной трансгрессией, т.е. нижние уровни оселково-курятского цикла седиментации не изохронны и представлены в разных фациях, среди которых обнаруживаются и континентальные грубокластические отложения, и относительно глубоководные штормовые морские отложения.

4. В терминальном докембрии – раннем кембрии в регионе произошло событие (термальное-флюидное?), следы которого выражены в нарушении U-Pb и других изотопных систем и региональном перемагничивании пород. Эти процессы не сопровождались «ощутимыми» складчатыми деформациями (которые затронули платформенный чехол региона, вероятно, не раньше начала палеозоя), но не исключают проявления неопротерозойской дизъюнктивной тектоники.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 17-05-00021 (полевые исследования, синтез результатов), 17-05-00418 и 18-35-20025 (отбор и подготовка геохронологических проб), 18-35-00064 (геохронологические исследования шангулежской свиты), 19-05-00427 (изотопно-геохимические исследования), 19-05-00794 (анализ геохронологических данных)) и РНФ (проект № 18-77-00059 (геохронологические исследования курятской свиты и анализ изотопно-геохимических данных)). Палеомагнитные исследования проведены в рамках темы государственного задания ИФЗ РАН.

[1] *Метелкин Д.В., Белоносов И.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М.* Палеомагнитные направления в интрузиях нерсинского комплекса Бирюсинского Присаянья как отражение тектонических событий в неопротерозое // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 4. С. 398–413.

[2] *Метелкин Д.В., Благовидов В.В., Казанский А.Ю.* История формирования карагасской серии Бирюсинского Присаянья: синтез палеомагнитных и литолого-фациальных данных // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 8. С. 1114–1133.

[3] *Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Шацилло А.В., Рудько С.В., Хубанов В.Б., Константинов И.К.* Возраст детритовых цирконов и состав пород шангулежской свиты карагасской серии в районе Уватского поднятия (Присаянье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 16. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2018. С.190–192.

[4] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В.* Вендское аккреционно-коллизионное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // ДАН. 2007. Т. 415. № 6. С. 782–787.

[5] *Павлов В.Э., Шацилло А.В., Петров П.Ю.* Палеомагнетизм верхнерифейских отложений Туруханского и Оленекского поднятий и Удинского Присаянья и дрейф Сибирской платформы в неопротерозое // Физика Земли. 2015. № 5. С. 107–139.

[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] *Хабаров Е.М., Вараксина И.В.* Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1173–1198.

[8] *Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.* Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 355 с.

[9] *Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Дронов А.В.* Палеомагнитные данные по Сибири и Балтике в контексте тестирования некоторых геодинамических моделей формирования Центрально-Азиатского подвижного пояса // Физика Земли. 2017. № 5. С. 159–172.

[10] *Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э., Федонкин М.А., Прияткина Н.С., Серов С.Г., Рудько С.В.* Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе верхнепротерозойской лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя // ДАН. 2015. Т. 465. № 4. С. 464–468.

[11] *Шацилло А.В., Рудько С.В., Латышева И.В., Рудько Д.В., Константинов И.К.* Проблема состава и возраста карагасской серии Присаянья (вести с полей) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 16. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2018. С. 286–289.

[12] *Kaufman Alan J., Sovetov J.K., Peek S., Sievers N., Agbebakun K.* Carbon, oxygen, and strontium isotope stratigraphy of the Oselok group, Sayan Mountains, Siberia // Neoproterozoic sedimentary basins: stratigraphy, geodynamics and petroleum potential. Guidebook on the Post-Conference Field Trip to the East Sayan Foothills. Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2011. P. 230–239.

[13] *Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M.* Chapter 4. Cryogenian and Ediakaran // A Concise Geologic Time Scale. Amsterdam: Elsevier, 2016. P. 29–39.

[14] *Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Letnikova E.F., Huang H.-Q.* The Neoproterozoic evolution of the western Siberian craton margin: U-Pb-Hf isotopic records of detrital zircons from the Yenisey Ridge and the Prisayan Uplift // Precambrian Research. 2018. V. 305. P. 197–217.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 295–296

ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВОСТОЧНО-ЗАБАЙКАЛЬСКОМ СЕГМЕНТЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

С.И. Школьник[1], Л.З. Резницкий[1], Е.Ф. Летникова[2], В.Б. Хубанов[3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
[3] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

В Западном Забайкалье предположительно с венд-кембрийской эпохой рудообразования связываются ряд проявлений железомарганцевых руд (Усутайское, Подикатское, Талойское), приуроченных к толщам Икатского (Баргузино-Витимского) террейна. За исключением Усутайского месторождения, изотопно-геохронологическими данными предположение не было подтверждено. Марганценосные породы, распространенные в Талой-Усойском междуречье (Талойское месторождение), фациально резко отличаются от других марганцевых образований террейна **[1]**. В первую очередь для них характерна ассоциация с железными рудами и пространственная связь с кислыми эффузивными породами, при этом возраст и геологическая позиция оруденения до настоящего времени остаются неопределенными. Оценки возраста по органическим остаткам неоднозначны. В период разведки месторождения железомарганцевое оруденение, включающее три рудопроявления, считалось приуроченным к отложениям верхнепротерозойской тилимской свиты **[2]**. Согласно последним проведенным в этом регионе работам **[3]**, продуктивная пачка Талой-Усойского междуречья, включающая Талойское месторождение, входит в состав якшинской свиты, относимой к девону.

В районе Талойского месторождения продуктивная пачка сложена преимущественно карбонатными (известковистыми и доломитистыми) и в меньшей мере терригенными и вулканогенными породами. Рудные тела, представляющие собой маломощные, быстро выклинивающиеся пластовые залежи, имеют гематит-марганцевый, марганец-гематитовый и существенно железистый состав. Наибольшим распространением на месторождении пользуются железные руды, имеющие гематит-магнетитовый состав. Как правило, железные руды приурочены к кремнистым уровням седиментогенеза и часто представлены буровато-красными яшмовидными образованиями. Марганценосные отложения большей частью связаны с породами кремнисто-карбонатного состава.

В составе рудоносных отложений значительную роль играют вулканогенные породы, представленные риолитами, туфами риолитового и риолит-дацитового состава и линзами туфобрекчий и туффитов. Конседиментационный характер вулканизма подчеркивается тем обстоятельством, что в цементе туфобрекчий иногда значительную роль играют железомарганцевые соединения **[1]**. Реконструкция палеогеодинамических обстановок накопления толщ и оценка времени формирования Талойского железомарганцевого оруденения проведены нами на основе изучения геохимических характеристик руд и сопряженных с ними вулканогенных образований.

Особенности состава кислых эффузивов рудоносной пачки указывают на их формирование за счет коровых источников в субдукционной обстановке активной континентальной окраины. По данным LA-ICP-MS U-Pb-изотопного датирования цирконов из туфа риолит-дацитового состава (ТЛ-31) и туффита (ТЛ-56), образцы которых отобраны из горных выработок в пределах месторождения, получены следующие результаты. Для пробы туфа было получено 27 значений изотопного состава цирконов, группирующихся в конкордантный кластер с возрастом 799±3 млн лет. Из пробы туффита проанализировано 46 зерен детритовых цирконов, имеющих конкордантные значения возраста. U-Pb возраст 37 зерен цирконов основного кластера находится в интервале 753±12–814±17 млн лет с пиком 790 млн лет. Для этой пробы характерно наличие древних детритовых цирконов, образующих широкий кластер из 9 зерен в диапазоне 2020–2892 млн лет.

Полученные данные указывают на то, что формирование Талойского железомарганцевого оруденения связано с эксплозивной и эффузивной активностью синхронного с осадконакоплением вулканизма, происходившего в условиях субдукции. Возраст вулканогенных образований, синхронно с которыми формировалось железомарганцевое оруденение, составляет 799±3 млн лет. Таким образом, в забайкальском сегменте ЦАСП выделяется неопротерозойская (рифейская) эпоха марганценакопления, которая связывается с обстановкой активной континентальной окраины.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ и правительства Иркутской области (проект № 17-45-388052).

[1] *Беличенко В.Г.* Об условиях накопления марганценосных осадков в верхнем протерозое Баргузино-Витимского междуречья // Труды Восточно-Сибирского геологического института, серия геологическая. 1959. Вып. 2. С. 137–143.

[2] *Карта полезных ископаемых СССР*. Масштаб 1:200000. Серия Прибайкальская. Лист N-49-XII. М., 1964.

[3] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:200000 (издание второе). Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-XII–Ципикан. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)

2019. Выпуск 17. С. 297–299

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ Nd, Sr, Pb МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ И КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО РЕГИОНА

Л.В. Шпакович[1], В.М. Саватенков[1], В.В. Ярмолюк[2], А.М. Козловский[2], И.М. Васильева[1]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, lydia.shpakovich@gmail.com
[2] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

В кайнозойское время в Центрально-Азиатском регионе широко проявлен внутриплитный магматизм, выражающийся в излиянии щелочных базальтов, формирующих лавовые конусы и плато. В пределах конусов известны находки мантийных ксенолитов, которые являются прямым источником информации о вещественном составе литосферной мантии.

Существуют различные взгляды на причину магматической активизации в данном регионе. Согласно одной из гипотез, причиной магматизма является действие мантийного плюма **[1–3]**. По другим данным, магматическая активизация вызвана посторогенными процессами растяжения земной коры **[4, 9]**. Представление о вещественном, в том числе изотопном, составе литосферной мантии, в пределах которой происходило формирование базальтовых расплавов, является одним из ключевых для решения вышеуказанной проблемы.

В данной работе изучены изотопно-геохимические характеристики Nd, Sr, а также впервые получены изотопные характеристики Pb в базальтах и мантийных ксенолитах из двух вулканических областей, расположенных в контрастных геологических обстановках. В пределах Южно-Хангайской вулканической области (ЮХВО) базальты Тарятского грабена (5 – < 0.5 млн лет) и Долины Озер (12 млн лет) изливались в зоне сочленения блоков раннедокембрийской коры (Тарбагатайского, Дзабханского) и складчатых структур каледонид в центральной части Монголии соответственно **[2]**. Базальты плато Дариганга, представленные преимущественно тефритами и трахибазальтами, формируют обширное вулканическое плато на юго-востоке Монголии среди складчатых структур герцинид и каледонид. Возраст большинства вулканитов лежит в интервале 14.0–1.6 млн лет **[7]**.

Базальты обоих вулканических полей по своим геохимическим характеристикам относятся к OIB типу, однако изотопно-геохимические характеристики обнаруживают различия. По изотопному составу Nd, Sr и Pb (рис. 1, 2) базальты плато Дариганга слабо варьируются и смещены в область источника EMII, что позволяет предполагать участие в их формировании вещества метасоматизированного мантийного клина. Базальты Тарятского грабена на изотопных диаграммах формируют тренды, демонстрирующие участие в формировании базальтов источников с изотопными характеристиками EMI, EMII и FOZO, что указывает на участие в их формировании вещества нижней коры и глубинного мантийного вещества, привносимого мантийным плюмом.

Мантийные ксенолиты представлены шпинелевыми лерцолитами со структурой от мелко- до крупнозернистой, текстура чаще массивная. Оливин в образцах имеет характерный магнезиальный номер в интервале 89.2–90.5 %; ортопироксен представлен энстатитом с незначительной примесью железистого минала; клинопироксен представлен диопсид-авгитом также с примесью железистого минала, содержание Na_2O не превышает 2.00 вес. %. Шпинель представлена преимущественно магнезиальной разновидностью, содержание Cr_2O_3 в исключительных случаях достигает 39.34 вес. %. Для клинопироксена характерно наличие стекловатых кайм и прожилков, богатых Na_2O и Al_2O_3. В этих прожилках иногда наблюдаются вторичные генерации оливина и шпинели.

По изотопному составу Nd и Sr лерцолиты Тарята формируют две группы. Одна из групп лежит в поле, соответствующем характеристикам деплетированной мантии, другая тяготеет в направлении FOZO, что отражает влияние плюмовой компоненты. Лерцолиты плато Дариганга демонстрируют значительный разброс изотопного состава. Один из образцов имеет деплетированные характеристики, другие же формируют тренд, тянущийся в область источника типа

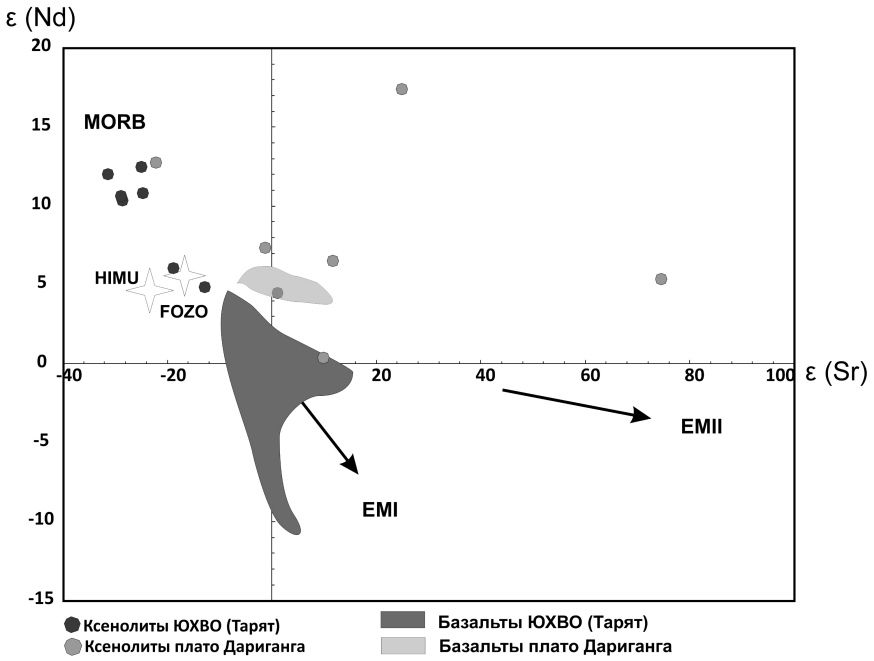


Рис. 1. Диаграмма в координатах ε(Nd) – ε(Sr).

EMII, характеризующегося высоким отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$. По изотопному составу Pb лерцолиты плато Дариганга, как и вмещающие их базальты, смещены в область составов EMII.

Лерцолиты ЮХВО, напротив, имеют изотопные характеристики Pb, отличные от вмещающих базальтов. Ксенолиты формируют два тренда: один тянется от области деплетированных составов в область EMII, другой – в область источника с характеристиками FOZO. В пересечении этих трендов лежит состав лерцолита, наиболее деплетированного, по характеристикам как Nd и Sr, так и Pb. Изотопный состав Pb в шпинелевых лерцолитах свидетельствует о значительном истощении литосферной мантии в центральной части Монголии U относительно Pb, по сравнению с составом верхней мантии согласно модели Крамерса-Толстихина **[8]**.

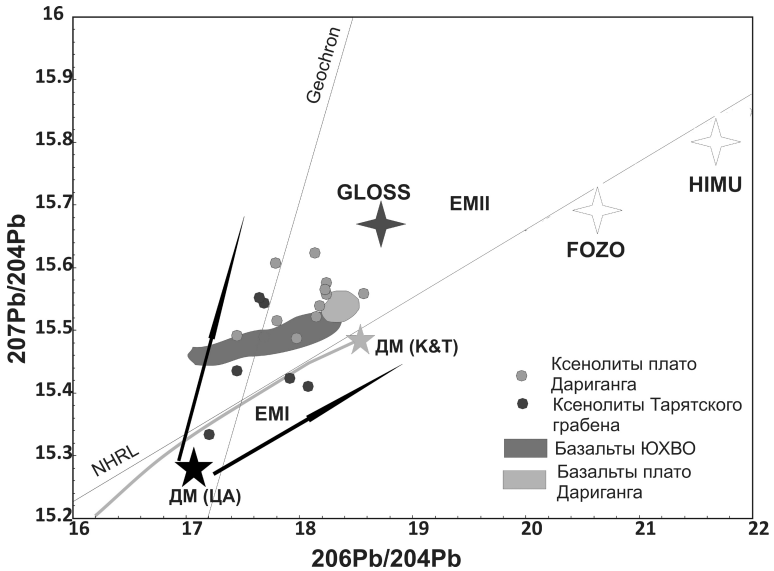


Рис. 2. Диаграмма в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$; Geochron – линия геохроны, отвечающая возрасту 4.56 млрд лет **[5]**; линия эволюции изотопного состава свинца верхней мантии по модели Крамерса-Толстихина **[8]**; линия NHRL, аппроксимирующая изотопные составы свинца базальтов океанических островов Северного полушария; GLOSS – Global Subducting Sediment, по **[10]**.

Таким образом, отмеченные предшествующими работами других авторов **[6, 11]** явления метасоматоза в литосферной мантии подтверждаются изотопно-геохимическими характеристиками Nd, Sr и Pb, при этом выявлены пространственные различия в этом процессе. Для литосферной мантии ЮХВО выявлено участие компонента нижней мантии с параметрами источника FOZO, который мог представлять вещество нижней мантии (плюма). Метасоматизированная мантия в области развития базальтов плато Дариганга могла формироваться в результате субдукционных процессов в аккреционный этап развития региона. Изотопные характеристики Sr, Nd и Pb базальтов плато Дариганга указывают на генетическую связь базальтовых расплавов с веществом метасоматизированной литосферной мантии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00412).

[1] *Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х.* Региональные изостатические аномалии силы тяжести и мантийные плюмы в южной части Восточной Сибири (Россия) и в Центральной Монголии // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 10. С. 1248–1258.

[2] *Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М.* Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований // Петрология. 2010. 18. № 3. С. 297–327.

[3] *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С.* Динамика формирования и магматизм позднемезозойской – кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 28–45.

[4] *Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D., Windley B.F., Pringle M.S., Dorjnamjaa D., Saandar S.* Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources // Journal of Petrology. 2003. V. 44. № 1. P. 55–91.

[5] *Blichert-Toft J., Zanda B., Ebel D.S., Albarède F.* The Solar System primordial lead // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 300. P. 152–163.

[6] *Ionov D.A., Hoffman A.W., Shimizu N.* Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia // Journal of Petrology. 1994. V. 35. № 3. P. 753–785.

[7] *Kononova V.A., Kurat G., Embey-Isztin A. et al.* Geochemistry of metasomatized spinel peridotite xenolith from Dariganga Plateau, South-Eastern Mongolia // Mineralogy and Petrology. 2002. V. 75. P. 1–21.

[8] *Kramers I.D., Tolstikhin I.N.* Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // Chemical Geology. 1997. V. 139. P. 75–110.

[9] *Lustrino M.* How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism // Earth-Science Reviews. 2005. V. 72. P. 21–38.

[10] *Plank T., Langmuir C.H.,* 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chemical Geology. 1998. V. 145. № 3–4. P. 325–394.

[11] *Wiechert U., Ionov D.A., Wedepohl K.H.* Spinel peridotite xenoliths from the Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. V. 126. P. 345–364.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2019. Выпуск 17. С. 300–301

$^{40}Ar/^{39}Ar$ ДАТИРОВАНИЕ ДЖЕРФИШЕРИТА (КИМБЕРЛИТОВАЯ ТРУБКА УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ)

Д.С. Юдин[1], Т.А. Алифирова[1], И.С. Шарыгин[1, 2], И.Ю. Васькова[1], Н.Г. Мурзинцев[1], Е.И. Михеев[1], А.О. Коврижных[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, yudin@igm.nsc.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Джерфишерит $K_6(Fe,Ni,Cu)_{25}S_{26}Cl$, хлорсодержащий щелочной сульфид, является распространенным акцессорным минералом метеоритов, медно-никелевых руд, щелочных магматических пород и кимберлитов **[1, 2]**. В кимберлитах джерфишерит представляет собой позднемагматический минерал и встречается в основной массе **[1, 3, 4]**.

Первые успешные попытки датировать К-сульфиды $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом были предприняты для щелочных основных пород диатремы Койот Пик (шт. Калифорния, США) **[5]**. Таким образом, логично предположить, что датирование джерфишерита из основной массы кимберлита $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом может позволить надежно определять возраст кимберлитов. Сложность при $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировании джерфишерита в первую очередь связана с малым размером зерен К-сульфида (от 5 до 50 мкм); это может привести к эффекту «отдачи» ^{39}Ar при облучении быстрыми нейтронами и к искажению возраста. Во-вторых, выделение мономинеральной фракции затруднено тем, что джерфишерит в породах часто слагает тесные срастания (обрастания) с другими сульфидами. Для преодоления вышеупомянутых сложностей предлагается проводить отделение всех калиевых фаз (кроме К-сульфидов) из измельченной основной массы кимберлита и в последующем использовать лишь сульфидную фракцию для дальнейшего датирования.

В данной работе был исследован кимберлит из трубки Удачная-Восточная. В основной массе кимберлита выделяется два текстурных типа джерфишерита: 1) отдельные зерна джерфишерита, часто идиоморфные, Dj-1 (рис. 1, *A*); 2) каймы вокруг более ранних сульфидов (рис. 1, *B*), представленных пирротином, кобальтовым пентландитом и халькопиритом. Dj-1

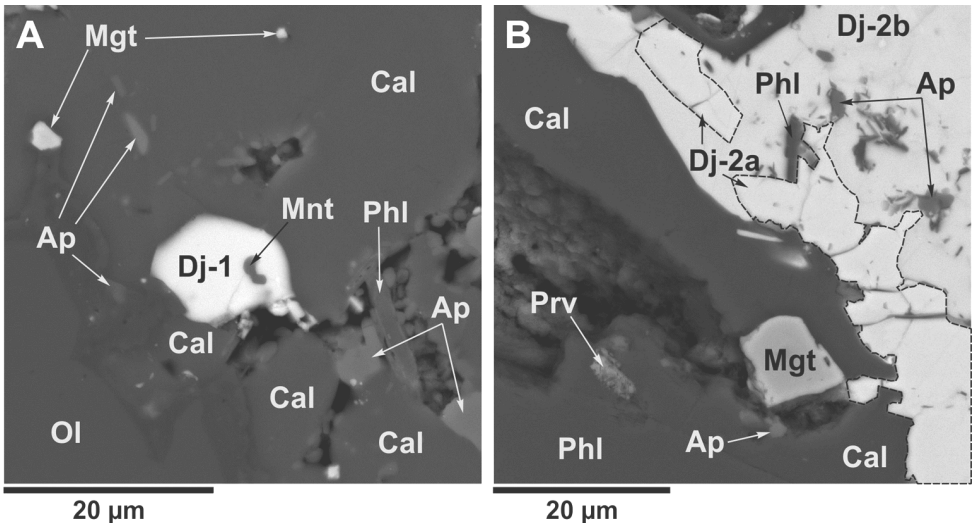


Рис. 1. Джерфишерит в основной массе исследованных кимбелитов трубки Удачная-Восточная. *A* – джерфишерит в виде отдельных зерен (Dj-1). *B* – фрагмент каймы вокруг более ранних Fe-Ni-Co-Cu-сульфидов, сложенной джерфишеритом разного состава (Dj-2a и Dj-2b). Символы: Dj – джерфишерит, Phl – флогопит, Ol – оливин, Mnt – монтичеллит, Cal – кальцит, Ap – апатит, Prv – перовскит, Mgt – магнетит.

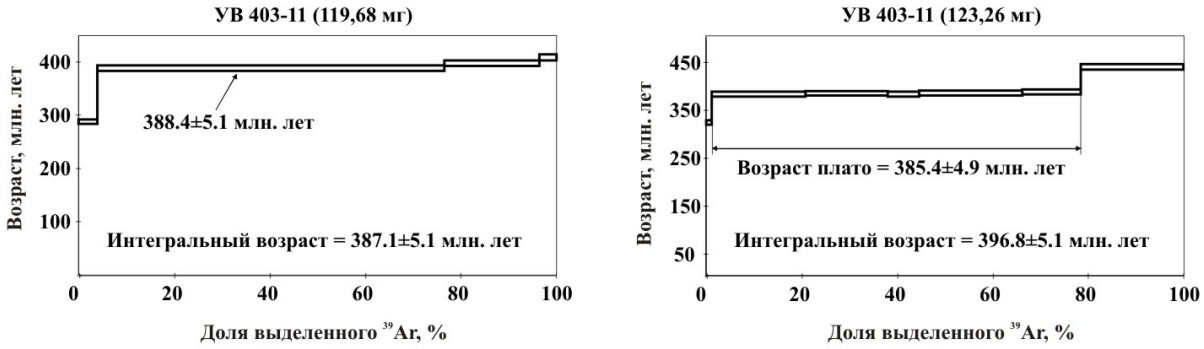


Рис. 2. $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастные спектры, полученные по сульфидной части (с некоторым содержанием джерфишерита) из основной массы кимберлита трубки Удачная-Восточная.

имеет следующие вариации состава: Fe=40.5–41.1, Ni=3.7–3.8, Cu=8.7–9.0. Состав джерфишерита, слагающего каймы, в целом, является более железистым и никелистым. Однако каймы не однородны по составу и выделяются однородные участки джерфишерита с контрастным составом: на рис. 1 Dj-2a (Fe=43.1–43.9, Ni=10.1–11.1, Cu=1.6–1.8) и Dj-2b (Fe=44.6–47.1, Ni=7.6–9.7, Cu=0.5–1.3). Еще одним калиевым минералом в основной массе, помимо джерфишерита, является флогопит. Джерфишерит часто содержит микровключения флогопита (рис. 1, *B*) и находится с ним в срастании. Также в виде микровключений в джерфишерите диагностированы оливин, монтичеллит и апатит. Таким образом, в выделенной сульфидной фракции исследованных кимберлитов может содержаться незначительное количество флогопита в виде включений в джерфишерите и срастаний с ним. Этот флогопит является сингенетичным джерфишериту.

В данной работе выделенная сульфидная фракция (с некоторым содержанием джерфишерита) из основной массы кимберлита трубки Удачная-Восточная (Якутия) была разделена на две примерно равные части и проанализирована $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом (рис. 2). Результаты, полученные на основе настоящего исследования (388.4±5.1 и 385.4±4.9), хорошо согласуются с возрастом внедрения кимберлитовой трубки **[6–8]**, что доказывает перспективность применения джерфишерита для датирования геологических событий, связанных с кимберлитовым и щелочным магматизмом, а также образованием рудных месторождений.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и проекта РФФИ № 18-05-00211.

[1] *Sharygin V.V., Golovin A.V., Pokhilenko N.P., Kamenetsky V.S.* Djerfisherite in the Udachnaya-East pipe kimberlite Sakha-Yakutia, Russia: paragenesis, composition and origin // European Journal of Mineralogy. 2007. V. 19. P. 51–63.

[2] *Добровольская М.Г.* Сульфиды щелочных металлов в природе. М., 2018. 159 с.

[3] *Шарыгин И.С., Головин А.В., Похиленко Н.П.* Джерфишерит в кимберлитах Куойкского поля как индикатор обогащения хлором кимберлитовых расплавов // ДАН. 2011. Т. 436. № 6. С. 820–826.

[4] *Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Goemann K., Golovin A.V., Sharygin I.S., Giuliani A., Rodemann T., Spetsius Z.V., Kamenetsky M.* Djerfisherite in kimberlites and their xenoliths: implications for kimberlite melt evolution // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2019. V. 174. 8.

[5] *Czamanske G.K., Lanphere M.A., Erd R.C., Blake M.C.* Age measurements of potassium-bearing sulfide minerals by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ technique // Earth and Planetary Science Letters. 1978. V. 40. № 1. P. 107–110.

[6] *Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М., Брахфогель Ф.Ф., Специус З.В.* Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 91–99.

[7] *Зайцев А.И., Смелов А.П.* Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет, 2010. 108 с.

[8] *Юдин Д.С., Томиленко А.А., Травин А.В., Агашев А.М., Похиленко Н.П., Орихаши Ю.* Возраст внедрения кимберлитовой трубки Удачная-Восточная: U/Pb и $^{40}Ar/^{39}Ar$ данные // ДАН. 2014. Т. 455. № 1. С. 91–93.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абдуазимова З.М. 11
Абилдаева М.А. 14
Агатова А.Р. 16, 18
Алексеев Д.В. 232
Алифирова Т.А. 300
Амосова А.А. 23
Андреев А.А. 225
Базай А.В. 183
Базарова Е.П. 227
Банцев Д.В. 16
Баранов В.В. 20, 66
Баршин А.В. 117
Безрукова Е.В. 23
Белозерова О.Ю. 25
Белоусова Е.А. 216
Бельков Д.А. 88
Беляев В.А. 25, 171
Бишаев Ю.А. 27
Блинов А.В. 181
Богданов Е.А. 29, 168, 258
Богомолов Е.С. 223, 225
Боронина А.В. 16
Бронникова М.А. 18
Будаев Р.Ц. 123
Бурмакина Г.Н. 31, 283
Буслов М.М. 14, 27, 34, 145, 210
Бучнев И.Н. 38
Буянтогтох Б. 267
Ван К.В. 82
Ван Ранст Г. 48
Ванг К.-Л. 55, 88, 105
Ванин В.А. 40
Вантеев В.В. 111
Васильев Д.А. 42
Васильев Ю.Р. 237
Васильева И.М. 44, 137, 297
Васькова И.Ю. 300
Великославинский С.Д. 225
Верниковская А.Е. 29, 168
Верниковский В.А. 168
Веселовский Р.В. 46
Ветлужских Л.И. 60, 249
Ветров Е.В. 42, 48, 50
Ветрова Н.И. 50
Вишневская И.А. 50
Владимиров В.Г. 107, 232
Владыкин Н.В. 98
Волкова Д.Д. 16
Волчатова Е.В. 23
Воронцов А.А. 52
Врублевская Т.Т. 281
Ганюшкин Д.А. 16
Гибшер А.С. 212
Гилёва Н.А. 173
Гладков А.А. 263
Гладкочуб Д.П. 55, 57, 86, 186, 271, 273
Глушкова В.Е. 230
Голованова И.В. 152
Голубев В.А. 235
Гордиенко И.В. 60
Горнова М.А. 25
Горовой В.А. 98
Горохов И.М. 134
Горячев Н.А. 283
Гребенщикова В.И. 63
Григорьев Д.А. 88
Гриненко В.С. 20, 66
Гусев Н.И. 69
Дамдинов Б.Б. 281
Данилов Б.С. 227
Данилова Ю.В. 227
Данукалов К.Н. 152
Де Гравэ Й. 48
Дегтярев К.Е. 72, 105
Демонтерова Е.И. 75, 98, 129, 166, 181
Демьянович В.М. 63, 113
Дербеко И.М. 77
Добрынина А.А. 80
Докукина К.А. 82, 84
Долгобородова К.Д. 281
Донская Т.В. 55, 57, 86, 186, 271, 273
Дорогокупец П.И. 263
Дриль С.И. 25, 88, 92
Дубенский А.С. 207
Дубинина Е.О. 134
Дэмбэрэл О. 16
Еганов Э.А. 191
Елбаев А.Л. 60
Ершова В.Б. 42
Ефремов С.В. 91, 92
Жимулев Ф.И. 48
Заика В.А. 38, 94, 96, 256
Зайцев В.А. 46
Замятин Д.А. 232
Захаров В.С. 46
Иванов А.В. 75, 98, 166
Избродин И.А. 199, 205
Изох А.Э. 278
Кадильников П.И. 29, 168, 258
Казанский А.Ю. 100, 103
Каменецкий В.С. 25, 111, 166
Канайкин В.С. 267
Каныгина Н.А. 105
Каримов А.А. 25, 171
Карманов Н.С. 246
Кармышева И.В. 107, 109, 232
Карпунин А.М. 178
Карякин Ю.В. 237
Кашкевич М.В. 16
Кербер Е.В. 23
Киргуев А.А. 126
Кислов Е.В. 111
Ключевская А.А. 63, 113
Ключевский А.В. 63, 113
Ковач В.П. 88, 105
Коврижных А.О. 300
Козловский А.М. 115, 297
Колдибеков О.Я. 11
Колесникова А.А. 117, 163, 207, 290
Коломиец В.Л. 120, 123
Конилов А.Н. 82
Константинов К.М. 126
Константинова Г.В. 134
Королюк В.Н. 240
Костровицкий С.И. 129
Котлер П.Д. 278
Котляров А.В. 237, 240, 243
Котов А.Б. 142, 225
Кочнев Б.Б. 131, 137, 163, 290
Крайнов М.А. 23
Крамчанинов А.Ю. 134
Крашенинников С.П. 25
Крупчатников В.И. 69
Кудряшова А.И. 134
Кузнецов А.Б 44, 134, 137, 249
Кузнецов Н.Б. 117, 140, 163, 207, 290
Кузьмин М.И. 63, 142
Кулагина Н.В. 23
Куликова А.В. 145
Куриленко А.В. 176
Лавренчук А.В. 246, 271, 273
Ланцева В.С. 60
Ларин А.М. 88
Ларионов А.Н. 69, 225
Ласточкин Е.И. 199, 205
Латышев А.В. 46
Латышева И.В. 147, 286, 290
Лебедева Е.В. 150
Лебедева Ю.М. 225
Левашова Н.М. 152
Левина О.В. 23
Леонов М.Г. 154
Леснов Ф.П. 157
Летникова Е.Ф. 295
Летунова П.П. 23
Ли Х.-Я. 105
Липенков Г.В. 134
Ломыга В.П. 75
Лучицкая М.В. 72
Ляпунов С.М. 207
Мазукабзов А.М. 55, 86, 160, 162, 269, 271, 273
Макаров А.А. 126
Малышев А.В. 111
Мальковец В.Г. 216
Марусин В.В. 131, 137, 163
Марфин А.Е. 166
Матасова Г.Г. 100, 103
Матушкин Н.Ю. 29, 168, 258
Медведев А.Я. 171
Мельникова В.И. 173
Минина О.Р. 176
Минц М.В. 84
Миронов Ю.Б. 178
Миронова О.Л. 275
Михалев Д.В. 150
Михеев Е.И. 300
Михеева Е.А. 181
Мишуринский Д.В. 150
Морозова Л.Н. 183
Московский Д.В. 117, 207
Мотова З.Л. 86, 186, 290
Мурзинцев Н.Г. 300
Мышенкова М.С. 46
Начтергале С. 48
Неберикутина Л.Н. 176
Непомнящих А.И. 160
Непоп Р.К. 16, 18
Николенко Е.И. 240
Овчинников Р.О. 189, 254
Паверман В.И. 290
Панютин Н.В. 16
Папкова А.А. 173
Параев В.В. 191
Пеллинен В.А. 150
Перевалов А.В. 123
Перетяжко И.С. 129, 194, 230
Пиманова Н.Н. 275
Плоткина Ю.В. 189
Пожиленко В.И. 82
Покровский Б.Г. 117, 163
Прияткина Н.С. 196
Прокопьев А.В. 42
Пронякин Е.А. 107
Пряхина Г.В. 16
Рампилов М.О. 199, 205
Распутина В.С. 16
Резницкий Л.З. 295

Ремизов Д.Н. 201, 202
Реутский В.Н. 129
Рипп Г.С. 199, 205
Романюк Т.В. 163, 207
Рубанова Е.С. 210
Рубцова М.Н. 181
Руднев С.Н. 109, 212, 216, 219
Рудько Д.В. 152, 286, 290
Рудько С.В. 152, 163, 290
Ружников Г.М. 113
Рыцк Е.Ю. 223, 225
Саватенков В.М. 115, 219, 297
Савельева В.Б. 227
Савина Е.А. 194, 230
Савченко А.А. 199, 205
Сальманова Р.Ю. 152
Сальникова Е.Б. 115, 189, 225
Саньков В.А. 80
Сапожников А.Н. 194
Сасим С.А 88
Семенова Д.В. 107, 131, 145, 212, 216, 232, 278
Середкина А.И. 173, 235, 263
Симонов В.А. 237, 240, 243
Скляров Е.В. 246, 271, 273
Сковитина Т.М. 150
Скрипников М.С. 249
Смирнов Ю.В. 252, 254, 256
Смирнова З.Б. 44
Смирнова Ю.Н. 256
Смолякова А.Е. 107
Советов Ю.К. 168, 258
Соколов С.Д. 261
Соколова Т.С. 263
Сорокин А.А. 38, 94, 96, 189
Старикова А.Е. 246
Стукова Т.В. 176
Сугоракова А.М. 109, 283
Табакаева Е.М. 265
Ткаченко Л.Л. 23
Толмачева Е.В. 225
Толмачёва Т.Ю. 72
Томсон С. 46
Травин А.В. 115
Третьяков А.А. 72, 105
Туркина О.М. 216
Турутанов Е.Х. 267
Успенская О.Н. 18
Федораева А.С. 145
Федоров А.М. 160
Федоровский В.С. 162, 269, 271, 273
Федосеенко А.М. 225
Федотова А.А. 202
Федюкин И.В. 147, 286, 290
Фелицын С.Б. 44
Филинов И.А. 23, 100, 103
Филиппов С.В. 235
Хазин Л.Б. 18
Хазина И.В. 18
Хаин Е.В. 202
Хераскова Т.Н. 275
Хороших М.С. 126
Хромова Е.А. 230
Хромых С.В. 278
Хубанов В.Б. 31, 86, 181, 281, 283, 295
Худолей А.К. 42
Цыганков А.А. 31, 281, 283
Червяковская М.И. 50
Чечельницкий В.В. 80
Шаралдаева В.В. 171
Шарыгин И.С. 300
Шацилло А.В. 147, 163, 286, 290
Шендрик Р.Ю. 194
Шешуков В.С. 207
Школьник С.И. 295
Шпакович Л.В. 297
Щетников А.А. 23, 100, 103
Эрнст Р.Е. 57
Юдин Д.С. 300
Якич Т.Ю. 166
Яковлев А.А. 126
Яковлев А.В. 243
Яковлев В.А. 232
Яковлев Д.А. 129
Ярмолюк В.В. 115, 142, 297
Xia X. 145