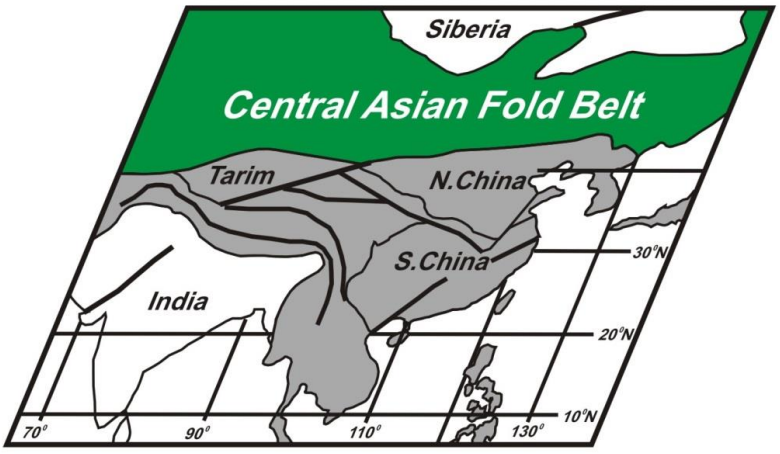
ISSN 2415-8313

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА К КОНТИНЕНТУ



Материалы совещания

ВЫПУСК 16

ИРКУТСК
2018

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

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

Материалы научного совещания

(16–19 октября 2018 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

ИРКУТСК
2018

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. 16. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2018. – 303 с.

В сборнике представлены труды шестнадцатого 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,
З.Л. Мотова

Проведение рабочего совещания и издание материалов осуществляются при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) (проект № 18-05-20098).

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН.

ISSN 2415-8313 © Институт земной коры СО РАН, 2018

С О Д Е Р Ж А Н И Е

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПОКРОВНО-СДВИГОВАЯ СТРУКТУРА КУРАЙСКОГО ХРЕБТА (*ГОРНЫЙ АЛТАЙ*)
М.А. Абилдаева, М.М. Буслов, А.В. Травин, Е.С. Рубанова 11

О ВОЗРАСТЕ МЕТАБАЗИТОВ РАННЕБАЙКАЛЬСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (*КИЧЕРСКАЯ ЗОНА, БАЙКАЛО-МУЙСКИЙ ПОЯС*)*: U-Pb ДАННЫЕ ПО ЦИРКОНУ*
А.А. Андреев, Е.Ю. Рыцк, Е.Б. Сальникова, Е.В. Толмачева, С.Д. Великославинский, Ю.М. Лебедева, Е.С. Богомолов, Ю.В. Плоткина, А.М. Федосеенко 13

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ МНОГОФАЗНЫХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ РАННЕМЕЗОЗОЙСКОГО АРЕАЛА МАГМАТИЗМА (*МОНГОЛИЯ*)
В.С. Антипин, Д. Одгэрэл, Л.В. Кущ, О.Ю. Белозерова 15

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЕ СКОРОСТИ СМЕЩЕНИЯ ПО ТУНКИНСКОМУ И ГЛАВНОМУ САЯНСКОМУ РАЗЛОМАМ
А.В. Аржанникова, С.Г. Аржанников, Ж.-Ф. Риц, Р. Броше, Р. Вассалло, К. Ларок 18

ТЕКТОНИТЫ БУРАЛ-САРДЫКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КВАРЦИТОВ
Д.Ц. Аюржанаева, Э.А. Очирова, А.М. Федоров, А.И. Непомнящих 20

О ТИТАНОНОСНОСТИ ГАББРОВЫХ МАССИВОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ
Р.А. Бадмацыренова 23

ГЕОХИМИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ВАДОЗНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗОН РАЗЛОМОВ В ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ
Е.П. Базарова, В.Б. Савельева 25

ЭВОЛЮЦИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ – ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИИ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И РАННЕГО – СРЕДНЕГО МЕЗОЗОЯ
В.В. Баранов, В.С. Гриненко 28

МЕЗОЗОЙСКО- КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ИЗМЕНЕНИЯ РЕЛЬЕФА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ И ТУВЫ: ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ
Ю.А. Бишаев, М.М. Буслов 31

ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ СИБИРСКОГО РЕГИОНА РОССИИ МАСШТАБА 1:2500000
Ю.Б. Богданов, С.А. Анисимова, Н.Л. Алексеев, О.А. Воинова, Б.В. Петров, К.А. Савко, Р.А. Терентьев 34

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА С СИБИРСКИМ И ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИМ КРАТОНАМИ
М.М. Буслов 36

ВОЗРАСТ ГАББРОИДОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА
В.А. Ванин, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, В.Б. Хубанов 39

ТЕКТОНОТЕРМАЛЬНАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАРСКОГО ОРОГЕНА В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ (*ТАЙМЫР – СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ*) *НА ОСНОВЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ И 3D МОДЕЛИРОВАНИЯ*
А.Е. Верниковская, Н.Ю. Матушкин, В.А. Верниковский, О.П. Полянский, К.В. Воронин, Ю.М. Лаевский, А.В. Травин 40

СТРАТИГРАФИЯ И ТРИЛОБИТЫ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА КЕЛЯНЫ (*ЛЕВЫЕ ПРИТОКИ РУЧЬИ ЗОЛОТОЙ И АИКТА*)
Л.И. Ветлужских 42

РЕГИОНАЛЬНАЯ ЗОНА СМЯТИЯ В ШОВНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ПЕТРОГЕНЕЗИС И МИНЕРАГЕНИЯ (*ЮЖНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ, ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ, РОССИЯ*)
Н.В. Вилор, Л.А. Павлова, Н.С. Герасимов, О.В. Зарубина, Е.В. Чупарина, Е.В. Канева 46

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ЗОН СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ (*НА ПРИМЕРЕ ПЛАТО ДАЛАТ, ЮЖНЫЙ ВЬЕТНАМ*)
А.Г. Владимиров, А.В. Травин, Л.А. Фан, В.В. Голозубов, С.А. Касаткин, Е.И. Михеев, Д.В. Семенова, А.З. Нгуен, Т.М. Чан, Т.Л. Чан 48

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ УХАДАГСКОЙ ГАББРО-ГРАНИТНОЙ АССОЦИАЦИИ (*ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮВ ТУВА*) *КАК ОТРАЖЕНИЕ ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА* (*ЦАСП*)
В.Г. Владимиров, И.В. Кармышева, В.А. Яковлев, Д.В. Семенова, Я.В. Куйбида, С.Н. Руднев 51

ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД В ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ КРУПНЫХ ИНТРУЗИВОВ (*НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОВ КОДАРСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАБАЙКАЛЬЯ*)
В.Ю. Водовозов, В.С. Захаров, А.Р. Зверев, А.В. Травин 54

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ (*O, Sr, Nd, Pb*) *ХАРАКТЕРИСТИКИ БАТЕНЕВСКОЙ ДЕВОНСКОЙ ТРАХИБАЗАЛЬТ-ТРАХИАНДЕЗИТ-ТРАХИТ-РИОДАЦИТ-РИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА*
А.А. Воронцов, В.В. Ярмолюк, С.И. Дриль 56

О СОХРАННОСТИ ИЗОТОПНЫХ МЕТОК ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ (*НА ПРИМЕРЕ ЧЕРЕМШАНСКОЙ СВИТЫ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО КРАЕВОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА*)
С.В. Высоцкий, В.И. Левицкий, И.В. Левицкий, А.В. Игнатьев, Т.А. Веливецкая, А.С. Мехоношин 58

УНИКАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛАРО-УДОКАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (*АЛДАНСКИЙ ЩИТ*) *И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ*
Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, Е.В. Скляров, А.Б. Котов, В.П. Ковач, А.М. Мазукабзов 61

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НАДСУБДУКЦИОННЫХ ОФИОЛИТОВ ПОДВОДНОЙ ГОРЫ ХАХАДЖИМА (*ИДЗУ-БОНИН-МАРИАНСКАЯ СИСТЕМА ДУГА – ЖЕЛОБ*)
А.Н. Голич, С.В. Высоцкий 63

ВОЗМОЖНЫЕ СВЯЗИ СУБДУКЦИОННОГО И ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА В ЗОНЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СИБИРСКОГО КОНТИНЕНТА И ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА
И.В. Гордиенко 66

Pb-Pb ВОЗРАСТ ДОЛОМИТОВ БИЛЛЯХСКОЙ СЕРИИ (*АНАБАРСКОЕ ПОДНЯТИЕ, СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ*)
И.М. Горохов, А.Б. Кузнецов, Г.В. Овчинникова, И.М. Васильева, Н.Г. Ризванова, Г.В. Липенков 69

ИЗОТОПНЫЕ Sm-Nd ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОНОНСКОГО И ЯНКАНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА
Д.А. Григорьев, С.И. Дриль, Ю.В. Носкова, С.А. Сасим 71

ГЛОБАЛЬНАЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ СРЕДНЕЙ ЮРЫ ПО БРАХИОПОДАМ
В.С. Гриненко, В.В. Баранов 74

ТИПИЗАЦИЯ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТОСЕРЕБРЯНЫХ СИСТЕМ ДЕВОНА ГОРНОГО И РУДНОГО АЛТАЯ
А.И. Гусев 77

ОРДОВИКСКИЕ ГРАНИТОИДЫ АБАКАНСКОГО МАССИВА КАК ПРОЯВЛЕНИЕ ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННОГО МАГМАТИЗМА В ВОСТОЧНОМ ГОРНОМ АЛТАЕ
Н.И. Гусев 80

ШУТХУЛАЙСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ЮГО-ВОСТОЧНОГО САЯНА: ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА И ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ПО ДАННЫМ U-PB ДАТИРОВАНИЯ (*SHRIMP II*)
Н.И. Гусев, В.В. Кошкин, А.Н. Ларионов 83

САЭС ИЗУЧЕНИЕ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПОРОДАХ БАЙКАЛЬСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА
Ю.В. Данилова, Е.В. Шабанова, И.Е. Васильева, В.Б. Савельева, Б.С. Данилов 86

УСЛОВИЯ МАГМАТИЗМА ВУЛКАНОВ УКСИЧАН И ИЧИНСКИЙ (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ КАМЧАТКИ)
Н.Л. Добрецов, В.А. Симонов, А.В. Котляров 88

АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗАПИСЕЙ ПРОХОЖДЕНИЯ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ВОДОКАМЕННОГО СЕЛЯ НА РЕКЕ КЫНГАРГА В 2014 ГОДУ
А.А. Добрынина, В.В. Чечельницкий, С.А. Макаров 91

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ФРАГМЕНТАЦИЯ БАЗИТОВОГО РАСПЛАВА (ТАСТАУСКАЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)
К.А. Докукина, В.Г. Владимиров 92

ПЛАВЛЕНИЕ ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, РОССИЯ
К.А. Докукина, М.В. Минц, А.Н. Конилов, М.А. Голунова 94

ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ИГНОКСКОГО ГАББРО-ДИОРИТОВОГО МАССИВА УРИКСКО-ИЙСКОГО ГРАБЕНА (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ СИБИРСКОГО КРАТОНА)
Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Е.Н. Лепехина, Е.И. Демонтерова, З.Л. Мотова 96

ПЕТРОГРАФИЯ И ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ВИТИМКАН-ЦИПИНСКОЙ ЗОНЫ (УЧАСТОК БЕРЕЗОВЫЙ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
Н.А. Доронина, А.В. Патрахина, О.Р. Минина, Т.А. Гонегер 99

ОЦЕНКА РОЛИ ПРОЦЕССОВ СУБДУКЦИИ ПРИ НЕОАРХЕЙСКОМ КОРООБРАЗОВАНИИ (НА ПРИМЕРЕ СЕРЫХ ГНЕЙСОВ ГАРГАНСКОЙ ГЛЫБЫ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН)
С.В. Ефремов, Н.А. Горячев, С.И. Дриль, Н.С. Герасимов, И.В. Левицкий 102

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕЛКОМАСШТАБНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ДЛЯ РАСШИФРОВКИ ЭВОЛЮЦИИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ
С.В. Ефремов, А.М. Спиридонов, Н.А. Горячев, А.Е. Будяк 103

ХАРАКТЕР ДЕФОРМИРОВАНИЯ БЛОКОВЫХ СТРУКТУР ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ
В.С. Жижерин, М.А. Серов 104

ХАРАКТЕРИСТИКИ САМОПОДОБИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ И СЕТИ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ В ПРЕДЕЛАХ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ
В.С. Захаров, А.Н. Диденко, Г.З. Гильманова, Т.В. Меркулова 106

ПОВЕДЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ (ЭПГ) И ЗОЛОТА В БЕЗРУДНЫХ ТРАППОВЫХ СИЛЛАХ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
А.В. Иванов, Е.И. Демонтерова, А.Е. Марфин, М.Л. Фиорентини 109

УТОЧНЕНИЕ ИСХОДНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ КОДАРО-УДОКАНСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ (РЕВИЗИЯ ИМЕЮЩИХСЯ ДАННЫХ И НОВЫЕ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ)
В.С. Имаев, В.А. Саньков, А.В. Чипизубов, О.П. Смекалин, А.А. Добрынина, Л.П. Имаева, А.И. Мирошниченко 111

НОВЫЕ ПАЛЕО- И ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ОТЛОЖЕНИЯМ РАЗРЕЗА ТОЛОГОЙ (БУРЯТИЯ) И ИХ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ
А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова, А.А. Щетников, И.А. Филинов 114

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ, ВРЕМЕННЫЕ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЦЕПОЧЕК ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА
А.А. Какоурова, А.В. Ключевский 116

СКОРОСТИ «ПЕРЕМЕЩЕНИЯ» ЭПИЦЕНТРОВ В ЦЕПОЧКАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА
А.В. Ключевский, А.А. Какоурова 118

ВОЗРАСТ И ПРИРОДА ИСТОЧНИКОВ СНОСА МЕТАПЕСЧАНИКОВ КЕМЕНСКОЙ ПОДСЕРИИ УДОКАНСКОЙ СЕРИИ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ): РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Lu-Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ
В.П. Ковач, А.Б. Котов, Д.П. Гладкочуб, Е.В. Скляров, Б.М. Гороховский, С.Д. Великославинский, Е.В. Толмачева, Ю.В. Плоткина, К.-Л. Ван, Х.-Я. Ли 120

ВЕРХНЯЯ ВОЗРАСТНАЯ ГРАНИЦА ФОРМИРОВАНИЯ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ ТОЛЩ ОЛОНДИНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА ЧАРО-ОЛЕКМИНСКОГО ГЕОБЛОКА, АЛДАНСКИЙ ЩИТ
В.П. Ковач, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, Н.В. Попов, И.В. Анисимова, С.Д. Великославинский, Ю.В. Плоткина, К.-Л. Ван 122

ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ИСТОЧНИКОВ МАГМАТИЗМА ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ
А.М. Козловский, В.В. Ярмолюк, В.М. Саватенков 124

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ РЗЭ В ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ ПОРОДАХ БАШКИРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И ИХ ВОЗМОЖНОСТИ ПРИ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ
А.А. Колесникова 126

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ И ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ 15-МЕТРОВОЙ НАДПОЙМЕННОЙ ТЕРРАСЫ Р. ОРОНГОЙ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев 127

ВЫСОКИЙ ТЕРРАСОУВАЛ РЕКИ СЕЛЕНГА (РАЗРЕЗ СТАРОСЕЛЕНГИНСК, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): СТРОЕНИЕ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ, СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ВОЗРАСТ
В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев, А.В. Перевалов 129

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ (SR, ND, PB, O) ПАРАМЕТРЫ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ УДИНО-ЕРАВНИНСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ
Т.Ю. Комарицына, А.А. Воронцов 131

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ КОМСОМОЛЬСКАЯ (ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)
К.М. Константинов, А.А. Киргуев, И.К. Константинов, А.А. Яковлев 134

СЕГМЕНТИРОВАННЫЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ В ВЕНДЕ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
Б.Б. Кочнев 137

СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОРДОВИКСКИХ ПЕСЧАНИКОВ РАЗНЫХ ЗОН ЗАПАДНОГО ФЛАНГА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА, ПРОВЕДЕННОГО В УНИВЕРСИТЕТЕ МАКВОРИ (СИДНЕЙ) И В ГИН РАН (МОСКВА)
Н.Б. Кузнецов, Т.В. Романюк, Е.А. Белоусова, К.Е. Дегтярев, В.С. Шешуков, А.С. Дуденский, Н.А. Каныгина, С.М. Ляпунов 139

ПЕРВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ОЛЕДЕНЕНИЯ СТЕРТ В СИБИРИ – U-Pb ДАТИРОВКИ ЦИРКОНОВ ИЗ ДИАМИКТИТОВ р. ВОРОГОВКА НА СЕВЕРЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (ВЕСТИ ИЗ ЛАБОРАТОРИИ)
Н.Б. Кузнецов, С.В. Рудько, А.В. Шацилло, Д.В. Рудько, А.С. Дуденский, В.С. Шешуков, Н.А. Каныгина, Т.В. Романюк 142

ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ У ГРАНИЦЫ ВЕРХНЯЯ – НИЖНЯЯ МАНТИЯ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ДАЛЬНЕЙШУЮ СУДЬБУ СУБДУЦИРУЮЩЕЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ
М.И. Кузьмин, А.Н. Диденко, И.Ю. Кулаков, С.Г. Козлова, В.Е. Захватаев 146

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПИКРИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ГУДЧИХИНСКОЙ СВИТЫ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ ПО Pb-Sr ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ
М.И. Кузьмин, С.И. Дриль, А.Я. Медведев, М.В. Ставицкая 149

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КУРАЙСКОЙ ПАЛЕОСУБДУКЦИОННОЙ ЗОНЫ КУЗНЕЦКО-АЛТАЙСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)
А.В. Куликова, М.М. Буслов, В.А. Симонов, А.В. Травин 151

ДЕВОН ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: НОВЫЕ ДАННЫЕ И СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ
А.В. Куриленко, Н.Г. Ядрищенская, О.Р. Минина 154

КОМАГМАТИЧНОСТЬ БАЗИТОВЫХ ДАЕК КРЕСТОВСКОЙ ЗОНЫ ВУЛКАНИЧЕСКИМ ПОРОДАМ ЦАГАН-ЗАБИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ТЕРМОМЕТРИИ
А.В. Лавренчук, Е.В. Скляров, В.С. Федоровский, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.Б. Котов, А.М. Мазукабзов 157

БАЗАЛЬНЫЕ ГОРИЗОНТЫ КЕБЕКТИНСКОЙ СЕРИИ УГУЙСКОГО ГРАБЕНА: ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ВОЗРАСТА
И.В. Латышева, А.В. Шацилло, Д.В. Рудько, И.В. Федюкин 159

КАРЕЛЬСКИЙ МАССИВ (*БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ*)*: ВАРИАНТ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ*
М.Г. Леонов 163

ГРАНИТНЫЕ ПРОТРУЗИИ КАК ЭЛЕМЕНТ МОРФОСТРУКТУРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И ТИП ЛОВУШЕК НЕФТИ В ФУНДАМЕНТЕ КЫУЛОНГСКОГО БАССЕЙНА (*ЗОНДСКИЙ ШЕЛЬФ ВЬЕТНАМА*)
М.Г. Леонов, В.Ю. Керимов 166

РАННЕДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ В ОКРЕСТНОСТЯХ Г. КРАСНОЯРСКА (*КАРЫМОВСКАЯ СВИТА*)
Б.М. Лобастов, О.Ю. Перфилова, М.Л. Махлаев 169

МОДЕЛЬ ПЕРВОГО ПРИБЛИЖЕНИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР
Б.В. Лунёв, В.В. Лапковский 172

МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ УДЖИНСКОГО ПАЛЕОРИФТА И ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ: НОВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ
С.В. Малышев, А.В. Иванов, А.М. Пасенко, Д.П. Гладкочуб, А.К. Худолей, В.М. Саватенков, В.С. Каменецкий, С. Меффра, А. Аберштайнер 175

СТРАТИГРАФИЯ ПЕРЕХОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ТУРУХАНСКОГО И ИГАРСКОГО ПОДНЯТИЙ (*СЕВЕРО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ*)
В.В. Марусин, Б.Б. Кочнев 178

НОВЫЕ ДАННЫЕ LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ТАЛНАХСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ
А.Е. Марфин, А.В. Иванов, В.С. Каменецкий 180

ЩЕЛОЧНЫЕ ПИКРОБАЗАЛЬТЫ ДАУРО-ХЭНТЕЙСКОГО ХРЕБТА
А.Я. Медведев, В.В. Боролдоева, А.А. Каримов, В.А. Беляев 183

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И ТИПЫ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОНГОЛИИ
Ю.Б. Миронов 185

НАЧАЛО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ИРКУТСКОМ УГОЛЬНОМ БАССЕЙНЕ
Е.А. Михеева, Е.И. Демонтерова, А.В. Блинов, М.Н. Рубцова 188

ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И СОСТАВ ПОРОД ШАНГУЛЕЖСКОЙ СВИТЫ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ В РАЙОНЕ УВАТСКОГО ПОДНЯТИЯ (*ПРИСАЯНЬЕ*)
З.Л. Мотова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.В. Шацилло, С.В. Рудько, В.Б. Хубанов, И.К. Константинов 190

НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОСТОФИОЛИТОВЫХ ПЛАГИОГРАНИТОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
А.В. Орлова, А.А. Федотова, А.А. Разумовский, Е.В. Хаин, О.В. Астраханцев 193

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА СРЕДНЕПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ЗАМЫНУУДИНСКО-ХЭГЭНШАНЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ (*ЮВ МОНГОЛИЯ, СВ КИТАЙ*)
Д. Отгонбаатар, М.М. Буслов, Д. Томурхуу 195

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СКАРНОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУРАЛ-САРДЫК
Э.А. Очирова, Д.Ц. Аюржанаева, А.И. Непомнящих 197

De-zir-teer – ПРОГРАММА ДЛЯ БЫСТРОГО АНАЛИЗА И ФИЛЬТРОВАНИЯ U-Pb ДАННЫХ, РЕДУЦИРОВАННЫХ В GLITTER И IOLITE
В.И. Паверман, М.Д. Буянтуев, А.В. Иванов 199

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ПРИМЕРЕ УДЖИНСКОГО И ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЙ
А.М. Пасенко, С.В. Малышев 201

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ И ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ ПЕРЕХОДНЫХ ТОЛЩ ОТ ЭДИАКАРИЯ К КЕМБРИЮ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ АЛДАНСКОГО ЩИТА (*р. ОЛЕКМА*)
Б.Г. Покровский, М.И. Буякайте, О.Л. Петров 204

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ ПО ДАННЫМ U-PB-HF ИЗОТОПНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ
Н.С. Прияткина, А.К. Худолей 206

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ВОЗРАСТЕ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ
Н.С. Прияткина, А.К. Худолей, Р.Э. Эрнст 209

ЭКЗОКОНТАКТОВЫЕ ДИНАМОТЕРМАЛЬНЫЕ ОРЕОЛЫ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА: ВРЕМЯ И УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО АНДЕРПЛЕЙТИНГА
Е.В. Пушкарев, И.А. Готтман, Й. Краузе, А.П. Бирюзова 211

ЭВОЛЮЦИЯ И ИСТОЧНИКИ ВУЛКАНИЗМА САХАЛИН-ХОККАЙДО-ЯПОНОМОРСКОЙ ЗОНЫ ТРАНСТЕНСИИ
С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, Т.А. Ясныгина, Е.В. Саранина, А.В. Дегтерев 214

U/Pb ДАТИРОВАНИЕ (*LA-ICP-MS*) *ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОСНОВАНИЯ РАЗРЕЗА СТРАТОТИПА НИЖНЕГО РИФЕЯ* (*БАШКИРСКОЕ ПОДНЯТИЕ, ЮЖНЫЙ УРАЛ*)*: ЛОКАЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ДЛЯ ПОРОД АЙСКОЙ СВИТЫ*
Т.В. Романюк, Н.Б. Кузнецов, В.Н. Пучков, Н.Д. Сергеева, В.И. Паверман, В.М. Горожанин, Е.Н. Горожанина 217

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД КАИМСКОЙ ПОКРОВНО-НАДВИГОВОЙ СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ
Е.С. Рубанова, М.М. Буслов, М.А. Абилдаева 220

Hf-ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ЦИРКОНА ИЗ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ
С.Н. Руднев, В.Г. Мальковец, Е.А. Белоусова, И.Г. Третьякова, А.А. Гибшер 223

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ЧАСТОТЫ МАГНИТНЫХ ИНВЕРСИЙ В ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ЗАПИСИ КРАСНОЦВЕТОВ ЛОПАТИНСКОЙ СВИТЫ
Д.В. Рудько, С.В. Рудько, А.В. Шацилло, Н.Б. Кузнецов 226

ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЕ РИТМИТЫ СРЕДНЕСИБИРСКОГО ГЛЯЦИОГОРИЗОНТА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ТЕСТИРОВАНИЯ ГИПОТЕЗЫ «ЗЕМЛЯ – СНЕЖОК»
С.В. Рудько, А.В. Шацилло, Д.В. Рудько, И.В. Латышева, С.В. Малышев 228

ГРАНИТОИДЫ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ
Е.Ю. Рыцк, А.А. Андреев, Е.Б. Сальникова, С.Д. Великославинский 231

ВЕЩЕСТВЕННАЯ ПРИРОДА ИСТОЧНИКОВ КАЙНОЗОЙСКОГО БАЗАЛЬТОВОГО МАГМАТИЗМА В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ СКЛАДЧАТОМ ПОЯСЕ
В.М. Саватенков, В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский 233

ХРОМСОДЕРЖАЩИЕ ШПИНЕЛИДЫ В ПОРОДАХ ОНГУРЕНСКОГО КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА И ИХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ
В.Б. Савельева, Е.П. Базарова, Е.А. Хромова 235

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ МАТУТСКОГО МАССИВА (*ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮВ ТУВА*)
Д.В. Семенова, В.Г. Владимиров, А.В. Травин, И.В. Кармышева, В.А. Яковлев, Д.В. Алексеев 238

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧНОСТИ ПРИАРГУНЬЯ
А.И. Середкина, В.И. Мельникова, Я.Б. Радзиминович, Н.А. Гилева 240

РАЗВИТИЕ ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ СЕТИ НАБЛЮДЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ
М.А. Серов, В.С. Жижерин 242

КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ДОЛИНЕ РЕКИ КЫНГАРГА (*ВОСТОЧНЫЙ САЯН*)*: ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ*
Д.Р. Ситкина, А.Б. Кузнецов, Г.В. Константинова, З.Б. Смирнова 244

СИМПЛЕКТИТЫ В БЕЕРБАХИТАХ И ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА (*ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ*)
Е.В. Скляров, А.В. Лавренчук, А.Е. Старикова 246

ИЗОТОПНАЯ И РЕДКОЭЛЕМЕНТНАЯ СИСТЕМАТИКА ЦИРКОНОВ МУЙСКОГО БЛОКА (*СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ*): *ВЫСОКОГРАДНЫЙ ПОЛИМЕТАМОРФИЗМ НА ОКРАИНЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ДУГИ*
С.Ю. Скузоватов, К.-Л. Ван, Х.-Я. Ли, Й. Иизука, В.С. Шацкий 249

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И СОСТАВ ПРОТОЛИТА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА
Ю.В. Смирнов, Р.О. Овчинников 252

ПЕРВОЕ ПОЯВЛЕНИЕ ЭДИАКАРСКОЙ БИОТЫ В ВЕНДСКОМ БАССЕЙНЕ ПРИСАЯНЬЯ
Ю.К. Советов, Л.В. Соловецкая 254

РАСЧЕТ ПЛОТНОСТИ ВЕЩЕСТВА МАНТИИ ПИРОКСЕН-ОЛИВИНОВОГО СОСТАВА И ЕГО СОПОСТАВЛЕНИЕ С ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМИ ПЛОТНОСТНЫМИ РАЗРЕЗАМИ ДЛЯ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА
Т.С. Соколова, А.И. Середкина, П.И. Дорогокупец 257

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И НАФТОГЕНЕЗ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
А.М. Станевич, А.В. Поспеев, А.Г. Вахромеев, А.М. Мазукабзов 259

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ КАТУГИНСКОГО МАССИВА ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ
Е.В. Толмачева, С.Д. Великославинский, Н.С. Прокопов 262

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЧЕХЛА ГАРГАНСКОЙ ГЛЫБЫ И ТЕЛ ВЫСОКОЧИСТЫХ КВАРЦИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА
А.М. Федоров, А.М. Мазукабзов, Д.Ц. Аюржанаева, А.И. Непомнящих 265

ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН: ТРАЕКТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТРАНСПОРТА В РЕЖИМЕ ФРОНТАЛЬНОЙ КОЛЛИЗИИ
В.С. Федоровский, А.М. Мазукабзов 267

ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ: СТО ЛЕТ ПОИСКА
В.С. Федоровский, Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская, А.В. Лавренчук, А.Б. Котов 269

U-Pb (*LA-ICP-MS*) *ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ Mo-РУДОНОСНЫХ ГРАНИТ-ПОРФИРОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ*
В.Б. Хубанов, А.А. Цыганков, А.М. Хубанова, Т.Т. Врублевская, В.В. Бурдуковский, М.Д. Буянтуев, Г.Н. Бурмакина 271

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ ХРЕБТА ТАЛАССКИЙ АЛАТАУ (*КЫРГЫЗСТАН*)
А.К. Худолей, Д.В. Алексеев, С.Э. Дюфрейн 272

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ГОРЯЧИЕ ЗОНЫ ТРАНСТЕНСИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ: ИСТОЧНИКИ И СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ РАСПЛАВНЫХ АНОМАЛИЙ
И.С. Чувашова, Йи-минь Сунь, С.В. Рассказов 275

СВЯЗЬ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МАССИВА ОРЦОГ-УЛА, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ
М.О. Шаповалова, Л.В. Цибизов, Р.А. Шелепаев, Н.Д. Толстых 278

ТОРИЙ И ФТОР КАК ГЛАВНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА СТРЕЛЬЦОВСКОГО ТИПА
Г.А. Шатков 281

СРЕДНЕСИБИРСКИЙ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ГЛЯЦИОГОРИЗОНТ В ПРИБАЙКАЛЬЕ: ТИЛЛИТЫ РИТЫ (*ВЕСТИ С ПОЛЕЙ*)
А.В. Шацилло, И.В. Латышева 282

ПРОБЛЕМА СОСТАВА И ВОЗРАСТА КАРАГАССКОЙ СЕРИИ ПРИСАЯНЬЯ (*ВЕСТИ С ПОЛЕЙ*)
А.В. Шацилло, С.В. Рудько, И.В. Латышева, Д.В. Рудько, И.К. Константинов 286

U-Pb ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ МЕТОДОМ LA-ICP-MS В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИНСТИТУТЕ РАН
В.С. Шешуков, А.Б. Кузьмичев, А.С. Дуденский, О.И. Окина, К.Е. Дегтярев, Н.А. Каныгина, Н.Б. Кузнецов, Т.В. Романюк, С.М. Ляпунов 290

СОСТАВ И ВОЗРАСТ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ХАМСАРИНСКОГО ТЕРРЕЙНА
С.И. Школьник, Е.Ф. Летникова, Л.З. Резницкий, Е.Н. Лепехина, А.В. Иванов, А.И. Прошенкин, И.Г. Бараш 292

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ПЛАТО ДАРИГАНГА
Л.В. Шпакович, В.М. Саватенков, В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский, И.М. Васильева 294

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ЦАГААН-УУЛЬСКОМУ ПАНТЕЛЛЕРИТОВОМУ ДАЙКОВОМУ ПОЯСУ (*СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ*)
Ю.Д. Щербаков, А.Б. Перепелов, С.С. Цыпукова, М.Ю. Пузанков 296

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ
Д.С. Юдин, Т.А. Алифирова, Н.Г. Мурзинцев, Е.И. Михеев 298

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ТЕРРЕЙНЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ И РОЛЬ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ АНОРОГЕННОГО МАГМАТИЗМА
В.В. Ярмолюк, К.Е. Дегтярев 300

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ 302

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

2018. Выпуск 16. С. 11–12

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПОКРОВНО-СДВИГОВАЯ СТРУКТУРА КУРАЙСКОГО ХРЕБТА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

М.А. Абилдаева[1], М.М. Буслов[1, 2], А.В. Травин[1], Е.С. Рубанова[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
[2] Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет, fidler.marina@gmail.com

Позднепалеозойские покровно-сдвиговые структуры Алтае-Саянской складчатой области рассматриваются как результат коллизии Казахстанско-Байкальского составного континента с Сибирским континентом в позднем девоне – раннем карбоне и Восточно-Европейского континента с Северо-Азиатским в позднем карбоне – перми **[1, 2]**. Позднепалеозойские деформации выявлены на обширной территории от Чингиз-Тарбагатайского сдвига в Восточном Казахстане, расположенного внутри Казахстанско-Байкальского составного континента, до Главного Саянского разлома в Восточных Саянах, расположенного по юго-западному обрамлению Сибирского кратона **[1–5]**.

В пределах позднепалеозойских структур сохранились фрагменты ранних этапов складчатости. Так, на Горном Алтае **[2]** позднепалеозойские покровы оконтуривают автохтонную структуру, сложенную фрагментом венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, включающей аккреционные клинья Бийско-Катунской, Курайской и Каимской зон, покровно-складчатые деформации в которых проявились в позднем докембрии. Древняя покровно-складчатая структура стратиграфически перекрыта мощным (достигающим многих километров) стратифицированным комплексом пород Ануйско-Чуйской зоны, которая включает турбидиты преддугового прогиба (средний кембрий – ранний ордовик), осадки пассивной континентальной окраины (ордовик – ранний девон) и вулканогенно-осадочную толщу активной окраины (ранний – средний девон). Выше, через базальные конгломераты, залегают верхнеживетско-франские осадочные породы мощностью более 2 км. Завершает разрез фаменско-визейская моласса мощностью около 750 м, трансгрессивно перекрывающая ранне- и среднедевонские образования. Моласса фиксирует проявление крупной позднепалеозойской складчатости, которая интенсивно проявлена в деформациях краевых частей Ануйско-Чуйской зоны, вблизи ограничивающих их Каимской, Чарышско-Теректинской, Телецкой и Курайской покровно-сдвиговых структур **[1, 2]**.

Курайская покровно-сдвиговая структура расположена в основании тектонического покрова, представленного раннепалеозойскими флишоидными породами Алтае-Монгольского террейна, который является частью Казахстанско-Байкальского континента. В составе Курайской зоны выделяются крупные тектонические пластины, чешуйчатые структуры, милонитовые и меланжевые зоны.

Значительную часть структуры слагает Курайский метаморфический комплекс, его мощность достигает нескольких километров, длина и ширина выхода на дневную поверхность 70 и 10 км соответственно. Комплекс сложен гранитогнейсами, мигматитами, гнейсами, кристаллосланцами, амфиболитами и пегматитами, которые ранее выделялись в три свиты (тонгулакскую, ильдугемскую и корумбы-айринскую) и в силу высокой степени метаморфизма рассматривались как наиболее древние породы Горного Алтая **[5]**. Однако последующие исследования показали молодой (средне- и позднепалеозойский) возраст пород. Согласно геохимическим данным, курайский метаморфический комплекс представляет собой продукт преобразования пород сложного состава (океанические базальты, глиноземистые и вулканомиктовые осадки), которые рассматриваются как фрагмент среднекембрийско-раннеордовикского турбидитового бассейна и его океанического основания **[6]**. U-Pb возрасты метаморфогенных цирконов из курайского комплекса ложатся в интервал 444–380 млн лет **[7]**. Ar-Ar и K-Ar возрасты амфиболов и слюд из гнейсов и метаморфических сланцев формируют широкий интервал – 425–348 млн лет **[2, 6]**.

В юго-восточной части Курайского хребта породы курайского комплекса залегают в форме тектонических пластин, чередующихся с пластинами вулканогенно-осадочных (венд –

нижний кембрий, девон), осадочных ритмично-слоистых (ранний кембрий) пород и офиолитов (габбро-ультрабазитов и базальтов). Пластины деформированы в крупные брахиформные складки северо-западного простирания, их мощность достигает 1.5–2.0 км. Внутренняя структура пластин в общем конформна ограничивающим надвигам, которые выражены серпентинитовым меланжем и сланцами мощностью до 250 м. По синтектоническим минералам из надвиговых зон Ar-Ar методом получены две раннекарбоновые датировки: 324±8 по амфиболу и 319.1±7.7 млн лет по биотиту **[2]**. В центральной части Курайского хребта данный деформационный этап проявился в виде сдвигов. Здесь в сдвиговых зонах по породам курайского метаморфического комплекса широко развиты милониты и бластомилониты, сопровождаемые линейными зонами биотитовых сланцев. Геохронологический возраст биотитов, определенный K-Ar и Ar-Ar методами, соответствует узкому интервалу – 333–323 млн лет (ранний карбон). Микроструктурные особенности метаморфических пород, выраженные в биотитовой линейности, предполагают правостороннее смещение вдоль раннекарбоновых сдвиговых зон **[3]**.

Исследования выполнены в рамках планов НИР ИГМ СО РАН (№ 0330-2016-0014), проектов РФФИ (№ 17-05-00833, 18-35-00411) и при поддержке Министерства образования РФ по договору № 14.Y26.31.0029 в рамках реализации Постановления Правительства Российской Федерации № 220.

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

[2] *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. 1600–1627.

[3] *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.

[4] *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.

[5] *Родыгин А.И.* Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). Томск: ТГУ, 1968. 238 с.

[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)

2018. Выпуск 16. С. 13–14

О ВОЗРАСТЕ МЕТАБАЗИТОВ РАННЕБАЙКАЛЬСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (КИЧЕРСКАЯ ЗОНА, БАЙКАЛО-МУЙСКИЙ ПОЯС): U-Pb ДАННЫЕ ПО ЦИРКОНУ

А.А. Андреев[1], Е.Ю. Рыцк[2], Е.Б. Сальникова[2], Е.В. Толмачева[2], С.Д. Великославинский[2], Ю.М. Лебедева[2], Е.С. Богомолов[2], Ю.В. Плоткина[2], А.М. Федосеенко[2]

[1] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, axel-foley@ya.ru

[2] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, erytsk@geogem.spb.ru

Для реконструкции геодинамических условий ранних этапов тектонической эволюции Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП) важное значение имеет выяснение взаимоотношений между структурно-вещественными комплексами раннего и позднего неопротерозоя, широко распространенными в структурах террейнов и микроконтинентов Центральной Азии **[1]**.

В Северном Прибайкалье информативным участком для изучения взаимоотношения метаморфических комплексов раннего и позднего неопротерозоя является юго-западный фланг Кичерской зоны Байкало-Муйского пояса (БМП) в бассейнах рек Слюдянка и Рель. Здесь древнекоровый эндербит-гнейсовый комплекс Горемыкского блока, сформированный в течение раннебайкальского этапа (826–755 млн лет), по крупному тектоническому шву граничит с ювенильным HT-LP гранулит-габбро-амфиболитовым нюрундуканским комплексом Богучанской пластины с возрастом 645–580 млн лет **[2]**. Результаты геохронологического изучения циркона свидетельствуют о том, что эндербито-гнейсы раннего неопротерозоя Горемыкского блока претерпели два эпизода высокотемпературного метаморфизма на рубежах 750 и 630 млн лет **[3]**. Позднебайкальская эпоха континентального рифтогенеза характеризовалась растяжением, поступлением в кору мантийных базитовых расплавов и процессами высокоградного метаморфизма продуктов их кристаллизации, которые должны были охватить и вмещающие блоки древней континентальной коры. В древнекоровых гнейсогранитах с возрастом 755±15 млн лет Байкальского массива Горемыкского блока **[4]** помимо эндербито-гнейсов и гранат-биотит-силлиманитовых гнейсов находятся многочисленные тектонические фрагменты амфиболитов и полосчатых метагаббро, которые в полевых условиях воспринимались как дезинтегрированные компоненты раннебайкальской инфраструктуры. Данные о возрасте этих амфиболитов отсутствуют. С целью оценки верхней возрастной границы проявления в позднем неопротерозое процессов базитового магматизма и метаморфизма в пределах Горемыкского блока были изучены брекчированные тела даек метабазитов, локализованные в гранитогнейсах Байкальского массива.

Эти породы обычно имеют массивное сложение и мелкозернистую гранобластовую структуру. По своему составу метабазиты представляют ряд от низкотитанистых ($TiO_2 \leq 0.9$ %) и высококремнеземистых ($SiO_2 \geq 51$ %) субщелочных габбро до монцонитов. Они сложены сильно измененным основным плагиоклазом и роговой обманкой, замещенной актинолитом и хлоритом, с редким клинопироксеном и гранатом, а также вторичными мусковитом, биотитом и эпидотом. В них наблюдаются маломощные прожилки анортозитового состава (Al_2O_3 до 20 %), подчеркивающие брекчиевые текстуры. Величины Nd модельных возрастов $t_{Nd}(DM)$ этих пород находятся в интервале 2677–2055 млн лет.

Для U-Pb геохронологических исследований из амфиболита, отвечающего по своему составу субщелочному габбро, был выделен циркон, представленный субидиоморфными полупрозрачными и прозрачными призматическими, короткопризматическими и округлыми кристаллами розовой, коричневой и вишневой окраски размером 50–300 мкм (Кудл.=1.0–2.0), для внутреннего строения которых характерна зональность и секториальность. Кроме того, в кристаллах призматического облика наблюдаются ядра, содержащие декрепитированные расплавные включения. Для изотопных исследований были использованы кристаллы округлой формы,

не содержащие ядра. Изученный циркон характеризуется незначительной (1.3–1.4 %) прямой возрастной дискордантностью, а среднее значение его возраста ($^{207}Pb/^{206}Pb$) составляет 628±3 млн лет (СКВО=0.068). Полученная оценка возраста, по-видимому, отвечает возрасту позднебайкальского высокотемпературного метаморфизма пород Байкальского массива Горемыкского блока БМП.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0153-2018-0012, при поддержке РФФИ (проект №18-05-00724) и Фонда развития отечественной геологии (Санкт-Петербург).

[1] *Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Козловский А.М.* Неопротерозойские магматические комплексы Сонгинского блока (Монголия): к проблеме образования и корреляции докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 362–394.

[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] *Рыцк Е.Ю., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Андреев А.А. и др.* Главные этапы тектоно-магматической эволюции Байкало-Муйского пояса в Северном Прибайкалье: новые геохронологические данные // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород: Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 297–300.

[4] *Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Андреев А.А., Ярмолюк В.В. и др.* Строение и возраст Байкальского массива гранитоидов: новые свидетельства раннебайкальских событий в Байкало-Муйском подвижном поясе // ДАН. 2013. Т. 453. № 6. С. 662–665.

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

2018. Выпуск 16. С. 15–17

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ МНОГОФАЗНЫХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ РАННЕМЕЗОЗОЙСКОГО АРЕАЛА МАГМАТИЗМА (МОНГОЛИЯ)

В.С. Антипин[1], Д. Одгэрэл[2], Л.В. Кущ[1], О.Ю. Белозерова[1]

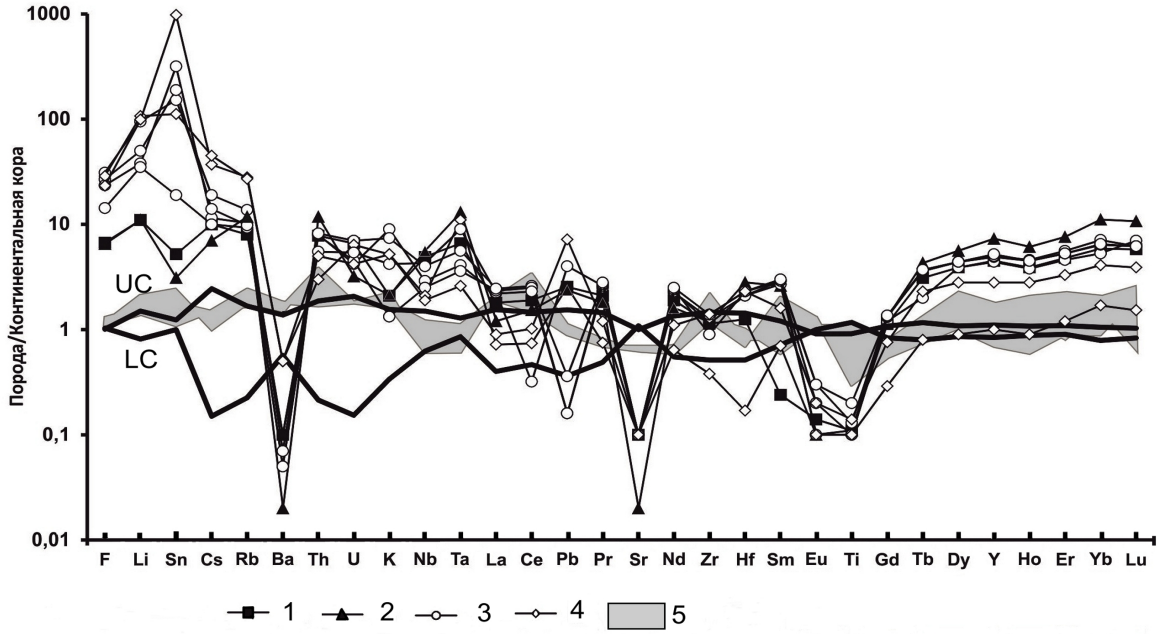
[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, antipin@igc.irk.ru
[2] Улан-Батор, Институт палеонтологии и геологии МАН, odgerel.dashdorjgochoo@gmail.com

Раннемезозойская гранитоидная провинция Монголо-Забайкальского региона образует обширный и зональный по строению магматический ареал, в центре которого расположен один из крупнейших в Центральной Азии Дауро-Хэнтейский батолит. Его южная часть на территории Монголии представлена недостаточно изученным Бага-Хэнтейским плутоном **[1, 2]**, к югу и востоку от которого в периферической зоне раннемезозойского ареала магматизма проявлены редкометалльные гранитоиды в виде сравнительно крупных многофазных массивов (Жанчивланский, Бага-Газрынский и др.) и небольших интрузий (Абдарская, Хархиринская, Барун-Цогтинская и др.).

На южной периферии Бага-Хэнтейского плутона расположен многофазный Жанчивланский массив, поздние проявления магматизма в котором представлены редкометалльными гранитами Li-F геохимического типа: от лейкогранитов, микроклин-альбитовых и амазонит-альбитовых до альбит-лепидолитовых гранитов в апикальных частях куполов. По всем разновидностям редкометалльных Li-F гранитов Жанчивланского массива была получена Rb-Sr изохрона с возрастом 195.3±0.6 млн лет (при значении $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.7063±22) **[3]**. Особенно представительным, согласно анализу источников редкометалльных магм и оценке рудоносности, наряду с Жанчивланским **[3, 4]**, является Бага-Газрынский массив, в котором ранние гранитные фазы прорываются жильными телами грейзенов (цвиттеров) и микроклинитов с Sn-W минерализацией. Нами рассмотрена минералого-геохимическая эволюция магматических и метасоматических пород модельного Бага-Газрынского плутона на основе новых аналитических данных и проведен их сравнительный анализ. Все анализы проводились с использованием оборудования ЦКП ИГХ СО РАН и аттестованных стандартов: редкие и редкоземельные элементы (РЗЭ) анализированы методом ICP-MS Л.А. Чувашовой и О.В. Зарубиной. Определение состава породообразующих и редких минералов проводилось на микроанализаторе Superprobe JXA – 8200 О.Ю. Белозеровой.

Бага-Газрынский массив овальной формы вытянут в широтном направлении в пределах антиклинальной структуры, и выходы его пород занимают площадь около 120 км^2 среди образований песчано-сланцевой толщи пермского возраста с прослоями вулканитов. В центральной части Бага-Газрына развиты биотитовые граниты 1-й фазы, а в эндоконтактовой зоне массива распространены средне- и мелкозернистые лейкограниты 2-й фазы. Кроме породообразующих полевых шпатов (микроклин, альбит-олигоклаз), кварца и слюд (сидерофиллит, протолитионит, циннвальдит) в гранитах Бага-Газрына отмечены топаз, флюорит, циркон, монацит, колумбит, брокит. Среди гранитов поздней фазы установлены мелкозернистые амазонит-альбитовые граниты, содержащие шлировые пегматиты с бериллом и амазонитом.

Жильные тела средне- и мелкозернистых цвиттеров образуют вертикально падающие жилы мощностью не более 50 м, имеют четко выраженное зональное строение, характерное для пород метасоматического генезиса. Поздние прожилки цвиттеров с литиевыми слюдами и топазом содержат богатую касситеритовую минерализацию, а существенно кварцевые породы кроме касситерита содержат вольфрамит. В них проанализированы также мусковит, апатит, флюорит, циркон, рутил, сфалерит, монацит и колумбит. Для цвиттеров характерны поздние прожилки, образованные литиевыми слюдами с циннвальдитом и топазом. Наряду с зональными топазсодержащими грейзенами в Бага-Газрынском массиве ранее был исследован другой тип метасоматических образований, сложенных существенно микроклин-альбит-флюоритовыми породами, названными микроклинитами, которые часто тяготеют к участкам проявления



Распределение элементов в породах Бага-Газрынского и Бага-Хэнтейского массивов (Монголия). *1* – биотитовые граниты 1-й фазы; *2* – лейкограниты 2-й фазы; *3* – цвиттеры; *4* – микроклиниты; *5* – поле главных разновидностей гранитоидов многофазного Бага-Хэнтейского плутона. Содержания элементов нормированы на средний состав континентальной коры (Rudnick, Gao, 2003). На диаграмме показан средний состав нижней (LC) и верхней (UC) континентальной коры.

жильных тел цвиттеров **[5]**. Это обычно крупнозернистые породы розовато-серого цвета, наибольшая концентрация которых отмечена в центральной части массива, где они образуют меридиональные крутопадающие жилы мощностью до 70 м, приуроченные к разломным зонам. Наряду с микроклином породы содержат включения зерен гематита, флюорита, мусковита, реже биотита. Из акцессорных минералов – циркон, касситерит, куприт, монацит, алланит.

Раннемезозойский возраст Бага-Газрынского массива был установлен K-Ar методом для гранитов ранней (205 млн лет) и поздней фазы (192 млн лет) и подтвержден изотопными исследованиями по породам и слюдам Rb-Sr методом (в среднем 197 млн лет) при величине первичного отношения ($^{87}Sr/^{86}Sr$)=0.7112±11 **[3, 5]**. Для всех главных разновидностей гранитов Бага-Газрынского массива ^{40}Ar–^{39}Ar методом был также установлен позднетриасовый возраст в интервале 201.0±3.6 – 211.9±4.0 Ma **[6]**.

Геохимическая эволюция при формировании многофазного массива не приводит к существенному перераспределению редких элементов в гранитах Бага-Газрына. Отмечается лишь заметный рост содержаний Rb и HREE в лейкогранитах поздней фазы, что выражается уменьшением в них величин K/Rb и La/Yb отношений, индикаторных для процесса дифференциации гранитоидной магмы (рисунок).

Более выразительно проявлена геохимическая эволюция пород метасоматического генезиса, в которых особенно ярко выражена Li-F специфика данного геохимического типа. Наряду с высокими содержаниями фтора, они обогащены Li, Rb, Cs, а также рудными элементами Sn, W, Zn, которые концентрируются в Li слюдах, микроклине, касситерите, вольфрамите и сфалерите. Для цвиттеров, относящихся к главным рудоносным породам Бага-Газрына, характерны высокие концентрации Li, Rb, Sn, W. Процесс дифференциации исследуемого массива направлен в сторону обогащения поздних пород тяжелыми лантаноидами, что отчетливо выражено в поздних микроклинитах, содержащих минералы-концентраторы REE: монацит, колумбит, флюорит, циркон, алланит.

Все гранитоидные фазы Бага-Хэнтейского плутона в центре ареала близки по своим геохимическим характеристикам и соответствуют среднему составу верхней континентальной коры, что подтверждает их преимущественно коровое происхождение (рисунок). Бага-Газрынский массив является модельным примером многофазного рудоносного интрузива в периферической зоне магматического ареала, и уже на ранней стадии его становления Li-F граниты обогащены многими литофильными элементами и фтором. Геохимическая эволюция пород данно-

го типа в постмагматическую стадию выражается интенсивным обогащением грейзенов и микроклинитов рудными элементами (Sn, W, Zn) с формированием генетически связанного со становлением массива концентрированного оруденения (касситерит, вольфрамит) и разнообразной акцессорной минерализации. Механизм формирования редкометалльных магм в последнее время связывают с образованием CO_2-H_2O-F-содержащих флюидов в результате воздействия мантийного плюма на породы нижних частей континентальной коры с участием коровых компонентов в источнике магм **[3, 4]**. Это подтверждается проявлением редкометалльных Li-F гранитов во внутриплитной геодинамической обстановке Центральной Азии, которые по геохимическим характеристикам резко отличаются от раннепалеозойских коллизионных гранитоидов, формирующихся при плавлении древней континентальной коры.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту IX.129.1.3.(0350-2016-0029).

[1] *Коваль П.В., Антипин В.С., Цыпуков Ю.П., Смирнов В.Н.* Геологическое строение и вещественный состав Бага-Хэнтэйского батолита (МНР) // Геология и геофизика. 1978. Т. 19. № 5. С. 68–78.

[2] *Антипин В.С., Перепелов А.Б., Горегляд А.В.* Редкометалльные амазонит-альбитовые граниты хр. Бага-Хэнтэй (МНР) // Геология и геофизика. 1989. № 4. С. 64–69.

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

[4] *Antipin V., Gerel O., Perepelov A., Odgerel D., Zolboo T.* Late Paleozoic and Early Mesozoic rare-metal granites in Central Mongolia and Baikal region: review of geochemistry, possible magma sources and related mineralization // Journal of Geosciences. 2016. V. 61. P. 105–125.

[5] *Коваленко В.И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.

[6] *Machowiak K., Stawikowski W., Achramowicz S.* Late Triassic ^{40}Ar–^{39}Ar ages of the Baga-Gazryn Chuluu granites (Central Mongolia) // Journal of Geosciences. 2012. V. 57. P. 173–188.

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

2018. Выпуск 16. С. 18–19

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЕ СКОРОСТИ СМЕЩЕНИЯ ПО ТУНКИНСКОМУ И ГЛАВНОМУ САЯНСКОМУ РАЗЛОМАМ

А.В. Аржанникова[1], С.Г. Аржанников[1], Ж.-Ф. Рич[2], Р. Броше[3], Р. Вассалло[4], К. Ларок[5]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, arzhan@crust.irk.ru, sarzhan@crust.irk.ru
[2] Монтпеллье, Франция, Лаборатория Géosciences Montpellier, Университет Монтпеллье–II
[3] Экс-ан-Прованс, Франция, Научное объединение CEREGE, Университет Марселя
[4] Ле Бурже дю Ляк, Франция, Лаборатория ISTerre, Университет Савойи Монт Блан
[5] Вальбонн, Франция, Лаборатория Géoazur Sophia Antipolis, Университет Ниццы

Тункинский и Главный Саянский разломы расположены в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса на границе с Сибирской платформой. К этим разломам приурочена серия палеосейсмодислокаций, свидетельствующих о крупных палеоземлетрясениях, происходивших в позднем плейстоцене – голоцене. Причем если для Тункинского разлома сейсмодислокации расположены на разных его сегментах вдоль всего разлома, то для Главного Саянского сейсмогенные деформации располагаются только в его юго-восточной части в области сближения с Тункинским разломом **[1–4]**. Этот факт поднимает вопрос о передаче деформаций между двумя разломами, а также вопрос об активности Саянского разлома северо-западнее зоны сближения его с Тункинским. При этом определение и сравнение скоростей смещения по разломам является необходимым элементом. Проведенные морфотектонические и палеосейсмологические исследования в зонах Тункинского и Главного Саянского разломов позволили определить скорости смещения по разломам за поздний плейстоцен – голоцен.

Детальное картирование молодых деформаций на юго-западных отрезках Тункинского и Главного Саянского разломов В-ЮВ простирания показало, что в настоящее время они имеют левосдвиговую кинематику со взбросовой компонентой, что согласуется с палеосейсмологическими данными, полученными ранее **[1, 3]**. Для сегментов Тункинского разлома с СВ и субширотным простиранием кинематика определяется как левосторонний сбросо-сдвиг **[1, 4]**. Такая ситуация характерна для крупных сдвиговых зон, когда деформации сжатия и растяжения локализуются в зависимости от простирания сегментов разлома, что актуально для Тункинской сдвиговой зоны **[5, 6]**.

Для определения скоростей смещения по Тункинскому разлому было проведено детальное картирование и датирование методом in situ ^{10}Be ключевых террас р. Кынгарга в месте ее пересечения с субширотным Аршанским сегментом Тункинского разлома. Было установлено, что формирование всей лестницы террас происходило в рамках MIS1-MIS2. Полученные данные позволили оценить скорость вреза на разных этапах формирования лестницы террас, а также соотношение вертикальной (сбросовой) и горизонтальной (левосдвиговой) скоростей смещения по Аршанскому сегменту Тункинского разлома, минимальные значения которых составили за последние ~12.5 тыс. лет 0.8 и 1.12 мм/год, соответственно **[7]**.

Детальные морфотектонические исследования разломного уступа вдоль юго-восточного отрезка Главного Саянского разлома, включающие построение цифровой модели рельефа с помощью цифрового тахеометра для определения накопленного горизонтального смещения и вскрытие траншеей разлома для датирования подпорных осадков, позволили определить минимальную и максимальную скорости левосдвиговых смещений по Главному Саянскому разлому, которые составили 1.3 и 3.9 мм/год, соответственно **[8]**. Таким образом, минимальные значения горизонтальных скоростей смещения по Главному Саянскому и Тункинскому разломам соответствуют друг другу. Анализ центральной части Главного Саянского разлома, за пределами 70-километрового юго-восточного отрезка, где расположены сейсмодислокации, по данным дистанционного зондирования, включающего дешифрирование аэрофото- и космоснимков высокого разрешения и цифровой модели рельефа TanDEM-X, показал, что на этом участке не наблюдается тектонических деформаций в постледниковом рельефе. Это означает, что большая часть левосдвиговых смещений, наблюдаемых по Главному Саянскому и Тункинскому разло-

мам, формировалась как единая сдвиговая структура. Это подтверждает серия разрывообразующих палеоземлетрясений, происходивших одновременно или в течение кластерных последовательностей, по Тункинскому разлому и юго-восточному сегменту Главного Саянского разлома **[1, 8]**.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-55-150002 НЦНИ).

[1] *Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М.* Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения в зоне Тункинского разлома (Юго-Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 587–602.

[2] *Arzhannikova A.V., Arzhannikov S.G., Semenov R.M., Chipizubov A.V.* Morphotectonics and Late Pleistocene – Holocene deformations in the Tunka system of basins (Baikal rift, Siberia) // Zeitschrift fur Geomorphologie. 2005. V. 49. P. 485–494.

[3] *Чипизубов А.В., Смекалин О.П.* Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения по зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 6. С. 936–947.

[4] *Smekalin O.P., Shchetnikov A.A., White D.* Arshan palaeoseismic feature of the Tunka fault (Baikal rift zone, Russia) // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 317–328.

[5] *Аржанникова А.В., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.* Позднечетвертичный и современный режимы деформирования западной части Тункинской системы впадин по структурно-геоморфологическим и сейсмологическим данным // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 4. С. 391–400.

[6] *Jolivet M., Arzhannikov S., Chauvet A., Arzhannikova A.,Vassallo R., Kulagina N., Akulova V.* Accomodating large-scale intracontinental extension and compression in a single stress-field: A key example from the Baikal rift system // Gondwana Research. 2013. V. 24. P. 918–935.

[7] *Arzhannikova A., Arzhannikov S., Braucher R., Jolivet M. Aumaître G., Bourlès D., Keddadouche K.* Morphotectonic analysis and ^{10}Be dating of the Kyngarga river terraces (southwestern flank of the Baikal rift system, South Siberia) // Geomorphology. 2018. V. 303. P. 94–105.

[8] *Ritz J.-F., Arzhannikova A., Vassallo R., Arzhannikov S., Larroque C., Michelot J.-L., Massault M.* Characterizing the present-day activity of the Tunka and Sayan faults within their relay zone (Western Baikal rift system, Russia) // Tectonics. 2018. V. 37. P. 1376–1392.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2018. Выпуск 16. С. 20–22

ТЕКТОНИТЫ БУРАЛ-САРДЫКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КВАРЦИТОВ

Д.Ц. Аюржанаева[1, 2], Э.А. Очирова[1, 2], А.М. Федоров[3, 4], А.И. Непомнящих[3, 4]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dulmazhap@mail.ru
[2] Улан-Удэ, Бурятский государственный университет, erzhenochka91@mail.ru
[3] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, sashaf@igc.irk.ru
[4] Иркутск, Иркутский научный центр СО РАН

На Бурал-Сардыкском месторождении кварцитов по результатам нашего картирования обнаружены катакластические тектониты (катаклазиты) и стресс-метаморфические тектониты. Среди катаклазитов встречаются несвязанные катаклазиты, представленные разломной брекчией и разломной глинкой (глинка трения), а также связанные катаклазиты, представленные тектонической брекчией (рис. 1). В разломных брекчиях более 30 % объема составляют обломки, различимые невооруженным глазом и превосходящие средний размер обломков матрикса, а в разломной глинке (глинка трения) обломки составляют менее 30 %. Обломки брекчии представлены остроугольными неокатанными фрагментами кварцитов. Цементирующая масса состоит из тонкораздробленного кварцевого материала. Размер обломков варьируется от миллиметров до десятков сантиметров. Границы между обломками отчетливые, текстура породы брекчиевая.

Стресс-метаморфические тектониты формируются в результате пластической деформации – это деформации без разрушения, связанные с процессом рекристаллизации – замещением деформированного напряженного кварцевого индивида агрегатом мелких кварцевых зерен с ненарушенной кристаллической решеткой. Новые идиоморфные зерна растут за счет деформированных участков его кристаллической решетки. Эти зерна занимают иное по сравнению с матрицей положение, отклоняясь от исходной ориентировки на значительные углы. Рекристаллизация наиболее часто происходит по полосам деформации, в участках локализации пластической деформации в результате динамометаморфизма **[1]**.

В кварцитах Бурал-Сардыкского месторождения в пределах участка переориентировки возникают зерна, вытянутые по удлинению полосы. Зерна бывают одного размера, но часто в полосах деформации различаются по размерам. Мелкие зерна сравнимы с шириной полос деформации и находятся в незакономерном положении относительно деформированной матрицы. Когда полосы пластической деформации пересекаются, слойки новообразованного кварца расчленяют индивиды исходного кварца на фрагменты (рис. 2) и, разрастаясь, создают «псевдопорфиробластовую» структуру кварцевого агрегата с микрогранобластовой структурой основной ткани (рис. 2). Новообразованные зерна оптически однородны, обычно имеют прямое пога-



Рис. 1. Катаклазиты в зоне разлома на Бурал-Сардыкском месторождении. Слева – тектоническая брекчия, справа – разломная брекчия и разломная глинка.

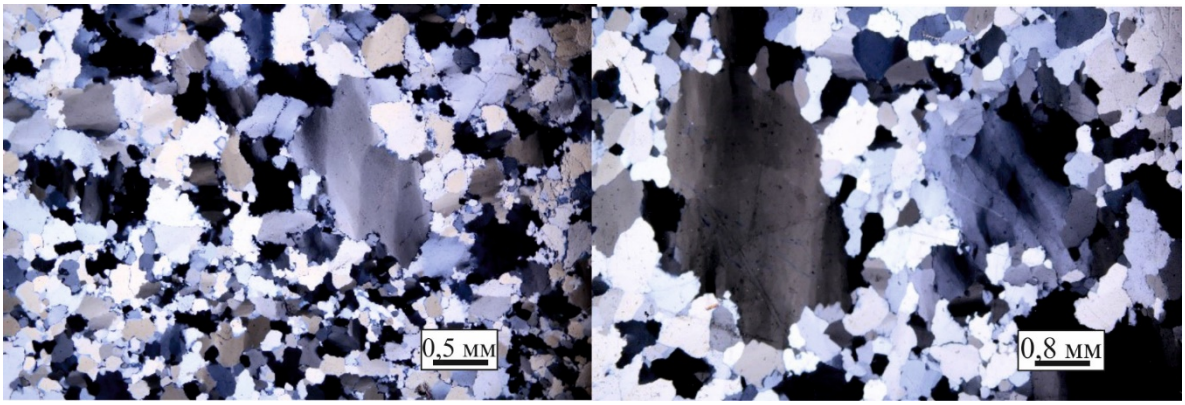


Рис. 2. Кварциты. Псевдопорфиробластовая структура кварцита с зарождением новых зерен за счет уменьшения размеров обломочных зерен. Показан крупный реликт деформированного индивида (псевдопорфиробласт) среди мелко- и среднезернистого агрегата со сложными зубчатыми границами, также наблюдается структура рекристаллизационно-грануляционного бластеза на границах регенерированных и вдавленных друг в друга кварцевых обломков. Фото шлифов с анализатором.

сание и не содержат никаких следов деформации. Зерна новообразованного кварца обычно характеризуются простыми прямолинейными границами, а фрагменты исходных зерен отличаются зубчатыми, ступенчатыми и зубчато-ступенчатыми границами. Границы бывают настолько сложными, что смежные зерна как бы прорастают друг в друга, и в сечении шлифа такое образование производит впечатление мелкозернистого агрегата. Часто в зернах кварца отмечается блокование, которое также обусловлено пластической деформацией. Блоки в кварце обычно имеют пластинчатую, прямоугольную форму, границы субпараллельны, ориентировка симметрична относительно их границ. Размер блоков от сотых долей мм до 3 мм по ширине. Каждый блок оптически однороден. По границам не наблюдается никаких напряжений (рис. 2). Описание последствий хрупкой и пластической деформации кварцевых зерен дано по работе Л.Я. Кабановой **[2]**. Таким образом, в результате процессов рекристаллизации с замещением деформированного напряженного кварцевого индивида агрегатом мелких кварцевых зерен с ненарушенной кристаллической решеткой образуются особо чистые разности кварцитов Бурал-Сардыкского месторождения – суперкварциты **[3]**. Вероятно, пластической деформации подвергаются именно обломочные кварцевые зерна осадочно-метаморфогенной толщи Иркутной свиты.

Процессы рекристаллизации сопровождаются кристаллобластезом – перекристаллизацией кварцевых зерен в твердом состоянии, но при участии межкомпонентных растворов т.н. кристаллизационной среды. Компоненты, соприкасаясь друг с другом, образуют каркас, воспринимающий основную нагрузку давления вышележащих толщ. Из-за малых точечных размеров мест соприкосновения компонентов векторы давления внутри каркаса распределяются очень неравномерно. В местах контактов локализуются максимально высокие давления, которые способны активизировать процесс химического растворения любого минерала. Немаловажное зна-

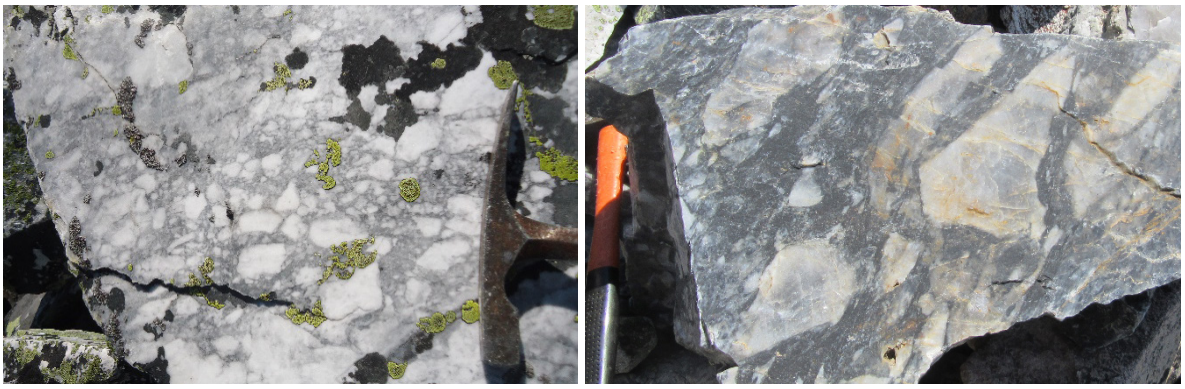


Рис. 3. Стресс-метаморфические тектониты. Участки осветления темно-серых кварцитов фрагментами. Текстура брекчиевидная.

чение здесь приобретает также повышение температуры, влияющее на изменения pH межзерновых растворов и ускоряющее химические реакции. Следовательно, растворение кремнезема под давлением обусловливает переотложение кварца на месте в участках пониженных давлений (как правило, «теневых двориках») за крупными обломочными зернами или порфиробластами **[4].** Основным примесным компонентом в темно-серых, серых кварцитах является углеродистое вещество, с выносом которого и «привносом» на его место кремнезема связано осветление высококремнеземных пород (рис. 3).

Таким образом, внутрипластовые гидротермальные растворы с метаморфогенным флюидом обусловливают перераспределение вещества в осадочно-метаморфической толще, проявившееся осветлением, очищением темно-серых, серых разностей кварцитов вследствие перекристаллизации – образования новых кварцевых зерен в твердой породе при пластической деформации обломочных кварцевых зерен.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00439).

[1] *Григорьев Д.П.* Перекристаллизация минералов // Записки ВМО. 1956. Ч. 85. № 2. С. 43–52.

[2] *Кабанова Л.Я.* Изучение кварцевых агрегатов: практикум. Челябинск: Издательский центр ЮУрГУ, 2016. 28 с.

[3] *Непомнящих А.И., Демина Т.В., Жабоедов А.П., Елисеев И.А., Лесников П.А., Лесников А.К., Паклин А.С., Романов В.С., Сапожников А.Н., Сокольникова Ю.В., Федоров А.М., Шалаев А.А., Шендрик Р.Ю.* Оптическое кварцевое стекло на основе «суперкварцитов» Восточного Саяна // Физика и химия стекла. 2017. Т. 43. № 3. С. 288–295.

[4] *Япаскурт О.В.* Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере: процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

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

2018. Выпуск 16. С. 23–24

О ТИТАНОНОСНОСТИ ГАББРОВЫХ МАССИВОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Р.А. Бадмацыренова

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, brose@ginst.ru
Улан-Удэ, Бурятский государственный университет
Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

В **Селенгинском рудном районе** титановое оруденение связано с габбро-сиенитовыми массивами моностойского комплекса. Эталонными объектами являются Арсентьевское (апатит-ильменит-магнетитовое) и Оронгойское (титаномагнетит-ильменитовое) месторождения. Массивам и оруденению посвящены работы С.М. Смирнова и А.И. Перелыгиной **[6]**, О.А. Богатикова **[3]**, Р.А. Бадмацыреновой **[1]** и других исследователей.

Арсентьевский массив расположен на юго-восточном склоне центральной части хребта Моностой, в 4-5 км к западу и северо-западу от сел Арсентьевка и Сутой. Занимает площадь около 20 км^2, сложен породами габброидной и сиенитовой серий **[1]**. Выделяются три типа титаномагнетит-ильменитовых руд: вкрапленные, густовкрапленные и массивные (сливные). Количество рудных минералов в массивных рудах достигает 80–90 %, густовкрапленных – 50–60 %, во вкрапленных не превышает 40 % (обычно в пределах 15–20 %). Основная масса вкрапленных руд приурочена к безапатитовым феррогаббро, развитым среди наиболее сильно дифференцированных участков с чередованием лейкогаббро и габбро, переходами к феррогаббро. Густовкрапленные руды локализуются в апатитовых феррогаббро, апатитовых косвитах и казанскитах, рудных оливинитах. Тела массивных руд с резкими контактами приурочены к участкам развития косвитов и казанскитов, нередко окружены ореолом вкрапленных руд. Преобладающая форма тел массивных и густовкрапленных руд – линзовидная и жилообразная, реже изометричная или угловатая с многочисленными апофизами. Длина колеблется от нескольких метров до 50–60 м, мощность – от десятков сантиметров до 3–10 м. Руды относятся к железо-титан-ванадиевым с повышенным количеством фосфора. Главные рудные минералы – ильменит и титаномагнетит. Во вкрапленных рудах титаномагнетит и ильменит присутствуют примерно в равных количествах, в густовкрапленных и массивных рудах титаномагнетит в 2–3 раза преобладает над ильменитом. Количество сульфидов не превышает 2 % и лишь в единичных случаях доходит до 8–10 % от общей суммы рудных минералов. Запасы TiO_2 при бортовом содержании 4 % составляют 299207 тыс. т (Гусельников, 1959ф; Смирнов и др, 1958ф). Возраст габбро Арсентьевского месторождения определен уран-свинцовым методом (SHRIMP II) по циркону, составляет 279±2 млн лет **[2]**.

Оронгойский массив расположен в крайней северо-западной части хребта в 2 км к востоку от п. Нижний Убукун. Занимает площадь около 20 км^2. Сходен с Арсентьевским, но преобладают лейкократовые габброиды **[1]**. Все разновидности габброидов в том или ином количестве содержат вкрапленность и гнезда титаномагнетита и ильменита. Отмечены линзовидные тела густовкрапленных и небольшие по мощности жилы сплошных руд среди роговообманково-пироксеновых габбро. Возраст габбро Оронгойского месторождения определен уран-свинцовым методом (SHRIMP II) по циркону, составляет 278.8±1.7 млн лет **[2]**.

Металлогения герцинского этапа обусловлена главным образом рифтогенными (внутриплитными) постколлизионными процессами **[4]**.

В **Курбинском рудном узле** наибольший интерес представляет *Хаильское* ильменит-магнетитовое проявление **[5]**, генетически связанное с одноименным массивом раннепалеозойских ультрабазит-базитов. Он находится в южных отрогах хр. Улан-Бургасы, в районе р. Хаил, левого притока р. Курбы. Изучен на стадии общих поисков масштаба 1:50000. Первое упоминание принадлежит В.А. Обручеву, оценившему проявление в 1885–1895 гг. как непромышленное. В 1927 г. П.Н. Бутырин оконтурил выходы титаномагнетитовых пород горными выработками. Детальные поисково-разведочные работы в комплексе с магнитометрией выполнены

В.Н. Антипиным в 1952–1953 гг., А.Ф. Китайником в 1955 г. Площадь изометричного интрузива около 6 км^2. Центральная часть сложена габбро, габбро-норитами и оливиновыми габбро, а периферическая – амфиболизированными габброидами и пироксеновыми диоритами. Рудные габбро представлены габбро-норитами и габбро с повышенной (до 20–30 %) вкрапленностью титаномагнетита, иногда переходящей в сидеронитовые руды. Ильменит-титаномагнетитовые руды образуют пластообразную залежь. Основными рудными минералами являются магнетит и ильменит; характерно повышенное содержание ванадия. В массивных рудах содержание железа 40 %, TiO_2 – 7 %. Установлены повышенные концентрации ильменита в аллювиальных отложениях бассейнов рек Курбы, Хаила, Абаги и Нельги. Подсчитаны запасы TiO_2 категории C_2 в рыхлых отложениях долины р. Хаила и оконтурены пять участков, перспективных для поисков ильменитсодержащих россыпей. Содержания ильменита выше 10 кг/м^3, есть попутный циркон.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-45-030016 р_а).

[1] *Бадмацыренова Р.А., Бадмацыренов М.В.* Источники базитового магматизма Западного Забайкалья в позднем палеозое по геохимическим и изотопным данным // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 807–818.

[2] *Бадмацыренова Р.А., Ларионов А.Н., Бадмацыренов М.В.* Титаноносный Арсентьевский массив (Западное Забайкалье): новые SIMS U-Pb геохронологические данные // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2011. № 1 (38). С. 132–138.

[3] *Богатиков О.А.* Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966. 240 с.

[4] *Гордиенко И.В.* Металлогения различных геодинамических обстановок Монголо-Забайкальского региона // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 36. Ч. 1. С. 7–15.

[5] *Прудовский Э.Л., Летягин В.С., Грудинин М.И.* Габброидная формация Центральной Бурятии // Палеозойские магматические формации Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1972. С. 109–125.

[6] *Смирнов С.М., Перелыгина А.И.* О некоторых основных чертах строения и рудоносности массивов основных и средних пород в хребте Моностой (Бурятская АССР) // Известия вузов. Геология и разведка. 1959. № 6. С. 3–12.

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

2018. Выпуск 16. С. 25–27

ГЕОХИМИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ВАДОЗНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗОН РАЗЛОМОВ В ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ

Е.П. Базарова, В.Б. Савельева

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

Гидротермальные изменения являются частыми спутниками различных тектонических нарушений в земной коре, в том числе древних разломов. Такие древние разломы, окруженные гидротермально-измененными породами, наблюдаются в центральной части Байкальского выступа Сибирской платформы Сибирского кратона в породах иликтинской свиты. Иликтинская свита палеопротерозоя в районе исследований представлена хлорит-серицитовыми и хлорит-серицит-биотитовыми сланцами, зачастую углеродсодержащими и пиритоносными, а также мощными пачками песчаников сходного состава **[3]**. Они прорываются гранитами приморского комплекса PR_1 и дайками диабазов. Гидротермальные изменения представлены зонами осветления в милонитизированных сланцах и пространственно ассоциирующими с осветленными породами охристо-кремнистыми образованиями.

Наиболее интенсивно осветленные породы представлены тонкозернистыми серицит-кварцевыми и кварц-серицитовыми, нередко с пиритом, метасоматитами. Охристо-кремнистые образования имеют вид рыхлых рассыпчатых пород черного, желтого, бурого и кирпично-красного цвета, сложенных кварцем, слюдой и гетитом. Данные образования были отнесены нами к гидротермально-вадозным **[2]**, которые сочетают в себе признаки гидротермальных образований, возникших под воздействием вод глубинной циркуляции, активизированных поступавшими по разломам эндогенными эманациями (флюидами) и последующим воздействием грунтовых вод.

В минеральном отношении общим для всех гидротермально-измененных пород является присутствие кварца, окислов железа (гетит, магнетит) и слюд (мусковит, хлорит, биотит). Зачастую отмечаются редкоземельные минералы (монацит, ксенотим), встречаются рутил, циркон, каолин, доломит, окислы марганца.

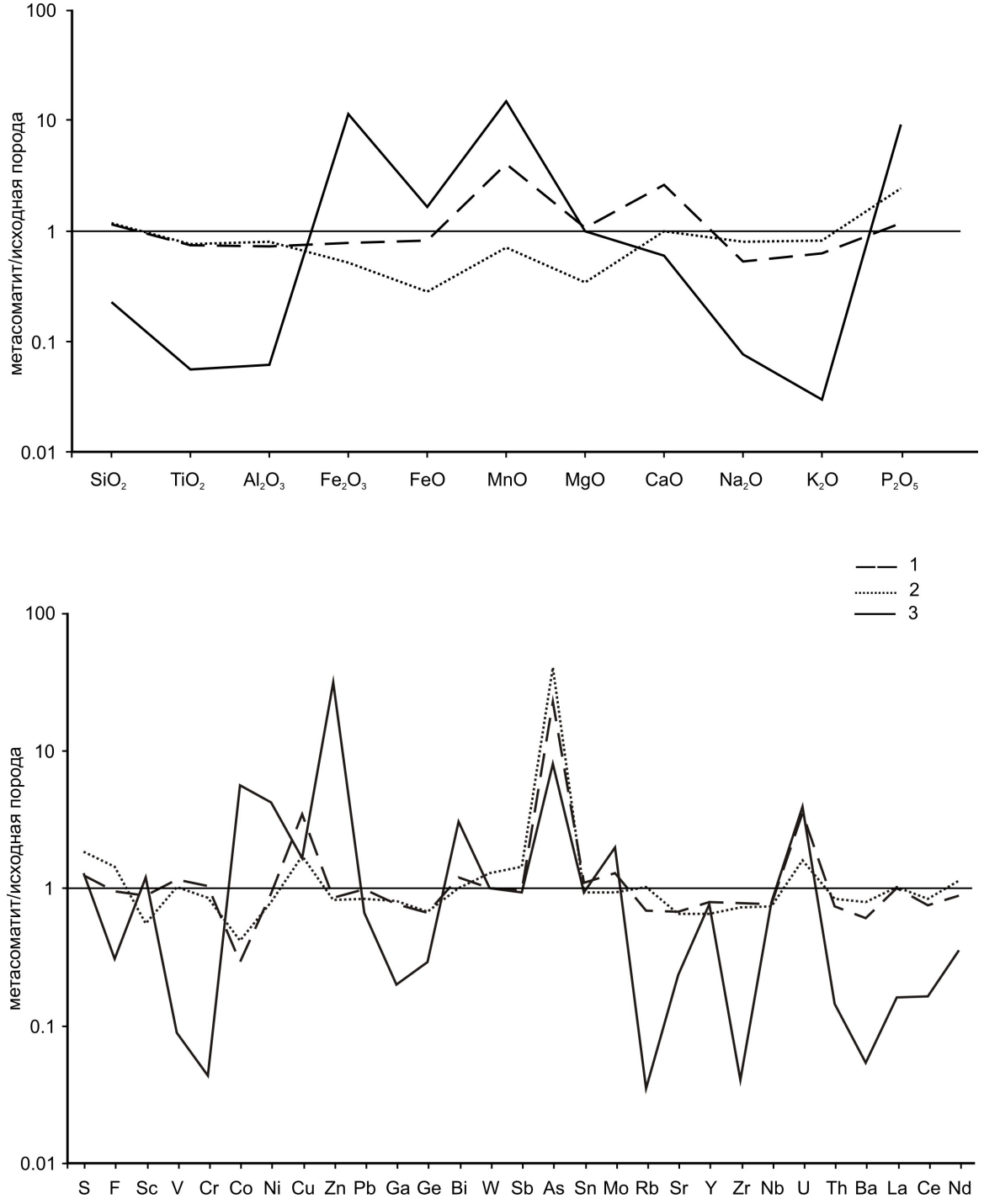
В данной работе приводятся сведения о химическом составе данных образований. Химический состав пород определялся в ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН (г. Иркутск) методом силикатного анализа (аналитик М.М. Самойленко) и РФА анализа (аналитики Е.В. Худоногова, С.И. Штельмах, Н.Н. Володина).

В целом, для кремнисто-охристых образований характерны высокие концентрации Fe_2O_3 – до 70–90 мас. % и MnO – до 5 мас. %, а также Zn – до 7500 г/т, Cu – до 1100 г/т, Ni – до 800 г/т, Co – до 640 г/т, As – до 2.9 мас. %, Mo – до 70 г/т, Bi – до 12 г/т, U – до 24 г/т.

Так как данные образования имеют смешанное происхождение, была сделана попытка исследовать их с помощью петрохимических генетических модулей **[4]**. Использовались следующие модули: гидролизатный модуль ГМ=$(TiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+MnO)/SiO_2$; титановый модуль ТМ=$TiO_2/Al_2O_3$; модуль нормированной щелочности НКМ=$(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$; железный модуль ЖМ=$(Fe_2O_3+FeO+MnO)/(TiO_2+Al_2O_3)$ (мас. %).

По значениям гидролизатного модуля ГМ исходные сланцы (ГМ от 0.3 до 0.45) относятся к нормосиаллитам, измененные обохренные разности, которые имеют ГМ 0.87–7.20, относятся к супергидролизатам. Те и другие породы имеют нормальную титанистость (ТМ 0.04–0.06) и нормальную и пониженную щелочность (НКМ 0.08–0.33). Модуль ЖМ для исходных сланцев имеет невысокие значения – от 0.36 до 0.51, что относит данные породы к норможелезистым, но изменяется в широких пределах – от 45 до 115 для обохренных разностей, которые можно отнести к гипержелезистым.

Для удобства анализа полученных данных средние содержания концентраций элементов в образцах прокварцованных сланцев, кварц-серицитовых метасоматитов и обохренных разностей были рассчитаны, а затем нормированы на средний состав исходных пород и представлены на графике (рисунок) в виде относительных концентраций элементов.



Нормирование состава измененных пород (метасоматитов) относительно неизмененных сланцев. *1* – прокварцованные сланцы; *2* – кварц-серицитовые метасоматиты; *3* – кремнисто-охристые метасоматиты.

При окварцевании сланцев происходит вынос практически всех петрогенных окислов, кроме SiO_2, MnO, CaO и P_2O_5, а содержание MgO остается на прежнем уровне. Из элементов-примесей интенсивно выносится Co, менее интенсивно – Ga, Ge, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Th, Ba, Ce, Nd; накапливаются Cu, U, As, в меньшей степени – V, Bi, Mo. При образовании кварц-серицитовых метасоматитов выносятся все петрогенные окислы, кроме SiO_2, P_2O_5, а содержание CaO не меняется. Поведение элементов-примесей сходно с тем, что наблюдается для окварцованных сланцев, незначительно накапливаются F и S. При образовании кварц-гематитовых метасоматитов (кремнисто-охристых образований) инертным остается MgO, интенсивно выносятся SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O, менее интенсивно – CaO и интенсивно накапливаются Fe_2O_3, FeO, MnO, P_2O_5. Что касается элементов-примесей, то происходит сильный

вынос V, Cr, Ga, Ge, Rb, Sr, Zr, Th, Ba, La, Ce, Nd, в меньшей степени – Pb, Y, а также F; накапливаются Co, Ni, Zn, As, U, в меньшей степени – Cu, Bi, Mo.

В целом, при окварцевании и серицитизации сланцев происходило накопление Cu, As и U, а формирование кремнисто-охристых метасоматитов сопровождалось накоплением этих и ряда других рудных элементов (Cu, U, As, Co, Ni, Zn, Bi, Mo). Учитывая большое содержание железа в данных образованиях, можно предполагать повышенное содержание перечисленных элементов в изначально сформировавшихся сульфидных залежах.

Кремнисто-охристые образования могли формироваться в период тектономагматической активизации южной части Сибирского кратона, сопровождавшейся воздыманием отдельных блоков земной коры, когда в глубинных частях зон разломов под воздействием горячих кислых сульфатных растворов проявились процессы кислотного выщелачивания и были образованы сульфидные залежи, а в зоне перехода от гипогенного режима к гипергенному, в более окислительных условиях, вместо пирита возникали гидроокислы железа **[1]**, либо первоначально сформированные сульфидные залежи были выщелочены и переработаны метеорными водами. Накопление Cu, U, As, Co, Ni, Zn, Bi, Mo происходило, по-видимому, в сульфидах, а при выщелачивании сульфидов данные элементы сохранялись в гетите.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00819).

[1] *Метасоматизм и метасоматические породы* / Ред. В.А. Жариков, В.Л. Русинов. М.: Научный мир, 1998. 492 с.
[2] *Разумова В.Н.* Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1997. 156 с.
[3] *Федоровский В.С.* Нижний докембрий Байкальской горной области (геология и условия формирования континентальной коры в раннем докембрии). М.: Наука, 1985. 200 с.
[4] *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

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

2018. Выпуск 16. С. 28–30

ЭВОЛЮЦИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ – ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИИ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И РАННЕГО – СРЕДНЕГО МЕЗОЗОЯ

В.В. Баранов, В.С Гриненко

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

На основании разработанных нами схем по глобальной палеогеографии и палеобиогеографии среднего палеозоя и раннего мезозоя **[1–3]** мы имеем возможность демонстрировать их эволюцию в этом временном интервале. Для рассмотрения этой проблемы нам необходимо: 1) оконтурить границы морских бассейнов, используя для этого наиболее широко распространенные группы морских животных – брахиопод (для позднего триаса – средней юры) и конодонтов (для турнейского века раннего карбона); 2) провести реконструкцию 2/3 территории планеты, ныне скрытой под водами Мирового океана. Последнее стало возможным только после опубликования данных по программам глубоководного бурения и драгирования дна океанов **[4, 5]**. Анализ материалов позволяет утверждать, что в турнейском веке раннего карбона наибольший объем воды был сосредоточен в Северном полушарии (рисунок). Тетический и Бореальный морские бассейны представляли единое целое. Внутри этих бассейнов располагались крупные и мелкие островные архипелаги, которые в мезозое объединились в континент Аразия. На месте Тихого океана был расположен суперконтинент Пацифида, по периферии которого располагались мелководные шельфовые бассейны. Большая часть территории современных материков Северной и Южной Америки, Африки, Австралии, Антарктиды и океанические бассейны – Индийский и Атлантический – представляли низменную выровненную сушу и входили в состав суперконтинента Афалия. На крайнем севере был расположен континент Гиперборея, а на крайнем юге – континент Антарктида. В позднем триасе площадь воды в морских бассейнах, по сравнению с турнейским веком, значительно сократилась. Как уже упоминалось выше, в Северном полушарии был образован континент Аразия и обособились Тетический и Бореальный морские бассейны. Они сообщались только через западный и восточный проливы, первый – проходил через Англию и далее огибал Скандинавию, а второй – через восток Китая, Японию и Приморье, соединял Восточный Тетис с морскими бассейнами Северо-Восточной Азии и Аляски. В геттанге – плинсбахе, в связи с инициальной стадией эвстазии, площадь морских бассейнов начинает увеличиваться и в тоарском веке достигает наивысшего уровня. Бореальный бассейн проникает с севера в пределы Западной Сибири и Западного Приуралья, и уже в средней юре он соединяется Русским морем с Тетическим бассейном.

Палеобиогеография среднего палеозоя была разработана по конодонтам, а раннего мезозоя – по замковым брахиоподам. В раннем турне – средней юре конфигурация береговых линий зависела от эвстатических колебаний уровня мелководных бассейнов. В раннем турне выделялись Бореальная и Экваториальная надобласти. Из Нотальной надобласти конодонты неизвестны. Бореальная надобласть представлена Арктической и Сибирско-Аляскинской областями. В первой выделены Хараулах-Новосибирская и Северо-Уральская, а во второй – Омолонская, Южно-Сибирская и Аляскинская провинции. В Экваториальной надобласти установлены следующие области: Европейско-Аравийская, Волго-Урало-Тяньшаньская, Индостано-Китайская, Австралийская и Западно-Северо-Американская. Волго-Урало-Тяньшаньская область расчленена на Восточно-Европейскую и Урало-Тяньшаньскую провинции, а Индостано-Китайская – на Таримскую и Южно-Китайскую. Европейско-Аравийская провинция включает Англо-Испанскую, Итальянскую, Померанскую, Дзиковец-Ковалайскую и Кавказско-Аравийскую субпровинции **[1]**.

В позднем триасе продолжают существовать Бореальная и Экваториальная надобласти. В Бореальной надобласти выделяются Сибирско-Северо-Американская область и два биогеографических района – Гренландский и Невадский. Экваториальная надобласть разделяется на Альпийскую (Европейскую), Кавказско-Аравийскую, Памиро-Гималайскую, Индийско-Индо-

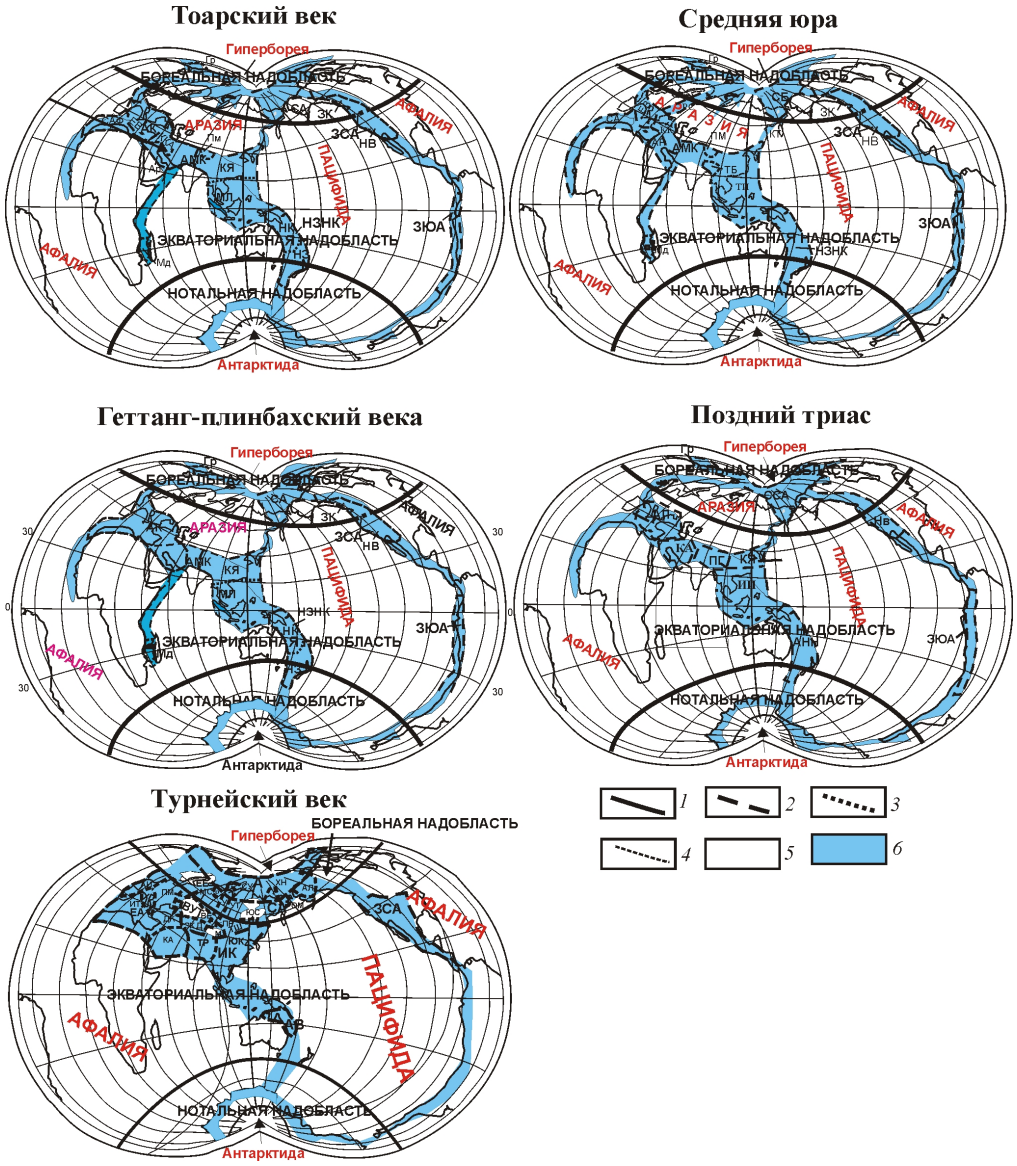


Схема эволюции палеогеографии и палеобиогеографии в среднем палеозое – раннем – среднем мезозое. *Турнейский век*: области: А – Арктическая, АВ – Австралийская, ЕА – Европейско-Аравийская, ВУТ – Волго-Уральско-Тяньшаньская, ЗСА – Западно-Северо-Американская, ИК – Индостано-Китайская, СА – Сибирско-Северо-Американская; провинции: АЛ – Аляскинская, ОМ – Омолонская, ТР – Таримская, ХН – Хараулахско-Новосибирская, СУ – Северо-Уральская, ЮС – Южно-Сибирская, ЮК – Южно-Китайская; субпровинции: АИ – Англо-Испанская, ИТ – Итальянская, ПМ – Померанская, ДК – Дзиковец-Ковалайская, КА – Кавказско-Аравийская. *Поздний триас*: области: АП – Альпийская (Европейская), ИИ – Индийско-Индонезийская, КА – Кавказско-Аравийская, ПГ – Памиро-Гималайская, КЯ – Китайско-Японская, АНН – Австралийско-Новозеландско-Новокаледонская, ЗЮА – Западно-Южно-Американская, ССА – Сибирско-Северо-Американская; районы: Гр – Гренландский, Нв – Невадский. *Геттанг-плинсбахский век*: области: АМК – Альпийско-Меланезийско-Китайская, ЗСА – Западно-Северо-Американская, ЗЮА – Западно-Южно-Американская, НЗНК – Новозеландско-Новокаледонская, СА – Сибирско-Аляскинская; провинции: ЗК – Западно-Канадская, МЛ – Меланезийская, КЯ – Китайско-Японская, НВ – Невадская, НК – Новокаледонская, НЗ – Новозеландская; районы: Гр – Гренландский, Мд – Мадагаскарский. *Тоарский век*: области: АМК – Альпийско-Меланезийско-Китайская, ЗСА – Западно-Северо-Американская, ЗЮА – Западно-Южно-Американская, СА – Сибирско-Аляскинская, НЗНК – Новозеландско-Новокаледонская; провинции: ЗК – Западно-Канадская, КЯ – Китайско-Японская, НВ – Невадская, НЗ – Новозеландская, НК – Новокаледонская; субпровинции: ЕВ – Европейская, ККА – Крымско-Кавказско-Аравийская, САФ – Северо-Африканская; районы: Ар – Аравийский, Гр – Гренландский, Мд – Мадагаскарский, Пм – Памирский. *Средняя юра*: области: АМК – Альпийско-Меланезийско-Китайская, ЗСА – Западно-Северо-Американская, ЗЮА – Западно-Южно-Американская, НЗНК – Новозеландско-Новокаледонская, СБ – Сибирская; провинции: ЕВ – Европейская, ЗК – Западно-Канадская, СА – Северо-Африканская, КК – Кавказско-Крымская, НВ – Невадская, РС – Русская, АР – Аравийская, ПМ – Памирская, ТБ – Тибетская, ТИ – Таиландско-Индонезийская, КТ – Китайская. *1–4* – границы: *1* – надобластей, *2* – областей, *3* – провинций, *4* – районов; *5* – суша, *6* – вода.

незийскую, Китайско-Японскую, Западно-Южно-Американскую и Австралийско-Новозеландско-Новокаледонскую области, последняя находится в зоне экотона, между Нотальной и Экваториальной надобластями. В начале ранней юры (геттанг – плинсбах) биогеографические связи внутри Экваториальной надобласти расширяются и Альпийская (Европейская), Кавказско-Аравийская, Памиро-Гималайская, Индийско-Индонезийская и Китайско-Японская области, установленные в позднем триасе, объединяются в единую Альпийско-Меланезийско-Китайскую область, которая без изменения границ будет существовать в течение ранней и средней юры. В тоарском веке в пределах области выделяются Альпийско-Кавказская, Китайско-Японская и Меланезийская провинции, внутри первой установлены три субпровинции: Европейская, Северо-Африканская и Крымско-Кавказско-Аравийская. В средней юре наблюдается резкая дифференциация палеозоохорий внутри Альпийско-Меланезийско-Китайской области. Она распадается на девять провинций: Европейскую, Северо-Африканскую, Кавказско-Крымскую, Русскую, Аравийскую, Памирскую, Тибетскую, Таиландско-Индонезийскую и Китайскую. На востоке о. Мадагаскар продолжает существовать Мадагаскарский биогеографический район.

В начале ранней юры (геттанг – плинсбах) в структуре Бореальной надобласти выделяются Сибирско-Аляскинская и Западно-Северо-Американская области. Обособленно расположен Гренландский биогеографический район. Западно-Северо-Американская область находилась в зоне экотона между Экваториальной и Бореальной надобластями и была разделена на две провинции – Западно-Канадскую и Невадскую, которые в этих же границах продолжали существовать и в тоарском веке. В Бореальной надобласти в средней юре резко сокращается таксономическое разнообразие и ареалы брахиопод. Она представлена только Сибирской областью и Западно-Канадской провинцией Западно-Северо-Американской области. Западно-Южно-Американская область просуществовала с начала ранней до средней юры включительно без изменения ареала.

Сведения о структуре Нотальной надобласти в турнейском веке очень ограничены. Лишь на северо-востоке Австралии, в зоне экотона Экваториальной и Нотальной областей, выделяется Австралийская область. В позднем триасе к Нотальной надобласти можно отнести южную часть Австралийско-Новозеландско-Новокаледонской области. В течение ранней и средней юры Новозеландская провинция Новозеландско-Новокаледонской области находилась в зоне экотона Экваториальной и Нотальной надобластей. Таким образом, наши исследования показали, что с турнейского века раннего карбона по ранний – средний мезозой суперпозиция континентов существенно не изменялась, варьировались лишь границы морских бассейнов из-за эвстазий.

[1] *Baranov V.V., Grinenko V.S, Blodgett R.B.* Global conodont paleobiogeography of the Tournaisian stage (Early Carboniferous) // Kazan-Golovkinsky Stratigraphic Meeting, 2017. Advances in Devonian, Carboniferousand Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources. Kazan, Russian Federation, 19–23 September 2017. Filodiritto International Proceedings. Kazan, 2018. P. 274–282.

[2] *Гриненко В.С., Баранов В.В.* Проблемы палеогеографии, палеобиогеографии и стратиграфии терминального триаса Бореальной надобласти: бырандянский ярус // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: Материалы VII Всероссийской научно-практической конференции (5–7 апреля 2017 г., г. Якутск). Якутск, 2017. С. 69–74.

[3] *Гриненко В.С., Баранов В.В.* Палеогеография и палеобиогеография ранней юры (геттанг – плинсбах) по брахиоподам // Отечественная геология. 2018. № 1. С. 82–86.

[4] *Рудич Е.М.* Движущиеся материки и эволюция океанического ложа. М.: Недра, 1983. 272 с.

[5] *Блюман Б.А.* Земная кора океанов (по материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 344 с.

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

2018. Выпуск 16. С. 31–33

МЕЗОЗОЙСКО- КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ИЗМЕНЕНИЯ РЕЛЬЕФА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ И ТУВЫ: ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

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

Метод трекового определения возраста по апатиту (AFT) выявляет термальную историю пород, которая напрямую связана со скоростью эксгумации, что позволяет реконструировать изменения рельефа и тектонику горных областей. В последнее десятилетие по Алтае-Саянской горной области и Туве получено более ста трековых датировок апатитов **[1–4]**. Выявлено, что в мелу – раннем палеогене на территории указанных регионов существовала обширная горная область (150–55 млн лет), которая превратилась в поверхность выравнивания, интенсивно нарушенную в позднем кайнозое (последние 3 млн лет). Это означает, что большая часть нынешних региональных ландшафтов в значительной степени является реликтом мел-кайнозойского рельефа. Раннепалеогеновые AFT обнаруживаются только в зонах региональных позднепалеозойских разломов, что указывает на то, что охлаждение пород и эксгумация в мелу – палеогене в значительной степени были структурно контролируемы. Эти же породы, расположенные вблизи региональных зон разломов, подвергались и более поздней реактивации, которая усиливается в настоящее время, но четвертичные датировки FTA в большей мере отсутствуют из-за недостаточной денудации.

Весь рельеф Центральной Азии был сформирован как ответ на повторяющиеся тектонические события. Широко распространено мнение, что мезозойско-кайнозойская тектоническая активность в большей степени связана с удаленными столкновениями на южной окраине Евразийского континента, а последний импульс кайнозойских деформаций является откликом на Индо-Евразийскую коллизию **[1–8]**. В то же время многие факторы указывают на то, что на севере Центрально-Азиатского складчатого пояса значительное влияние оказывали тектонические силы с востока, индуцированные формированием Монголо-Охотского орогена. Именно Монголо-Охотская орогения определила основную часть топографии Алтае-Саянской горной области и Тувы **[1–4, 8]**.

Для визуализации мезозойско-кайнозойской эволюции рельефа Алтае-Саянской горной области и Тувы построены два профиля, проведенные через участки с максимальной концентрацией точек отбора образцов на AFT. Профили ориентированы преимущественно с севера на юг (рис. 1) в крест простирания основных активных разломов. На графиках термальных историй мы можем наблюдать практически повсеместное резкое увеличение скорости эксгумации в

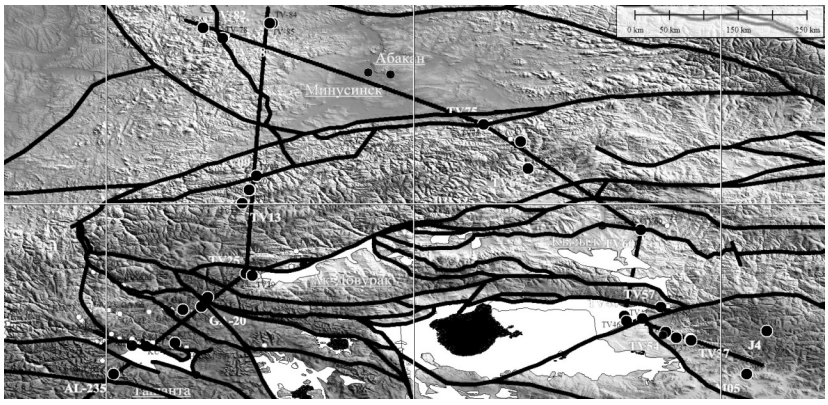


Рис. 1. Схема расположения профилей (западного и восточного – пунктирные линии) и основных активных разломов Алтае-Саянской горной области и Тувы. Точки – места положения образцов, опробованных AFT-методом.

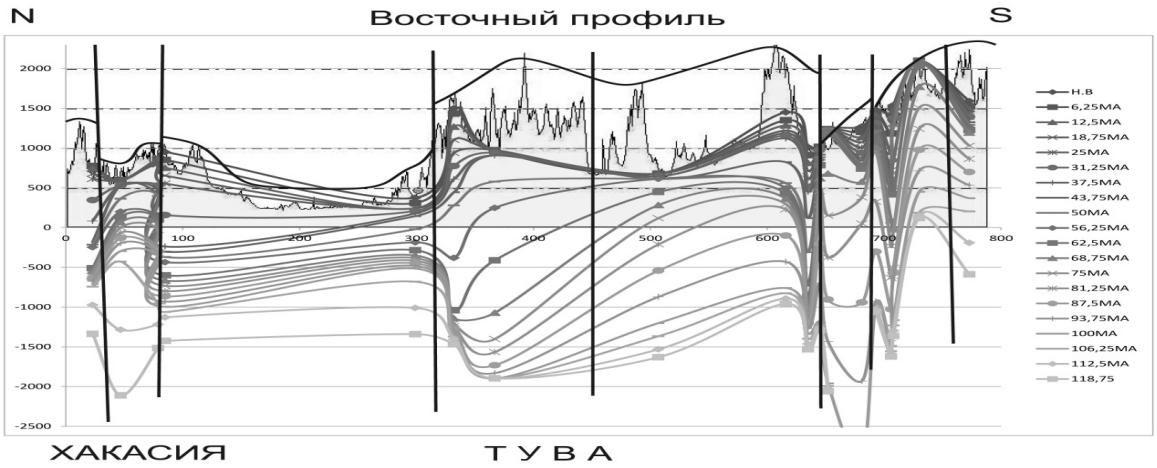


Рис. 2. Восточный профиль: термохронологическая модель эволюции рельефа. Показаны современная поверхность предполагаемого мезозойского рельефа (верхняя линия) и активные разломы (субвертикальные линии). Тонкие сплошные линии отображают предполагаемую величину эрозии на протяжении последних 120 млн лет с периодичностью 6.25 млн лет, основанную на моделировании термальных историй по данным AFT.

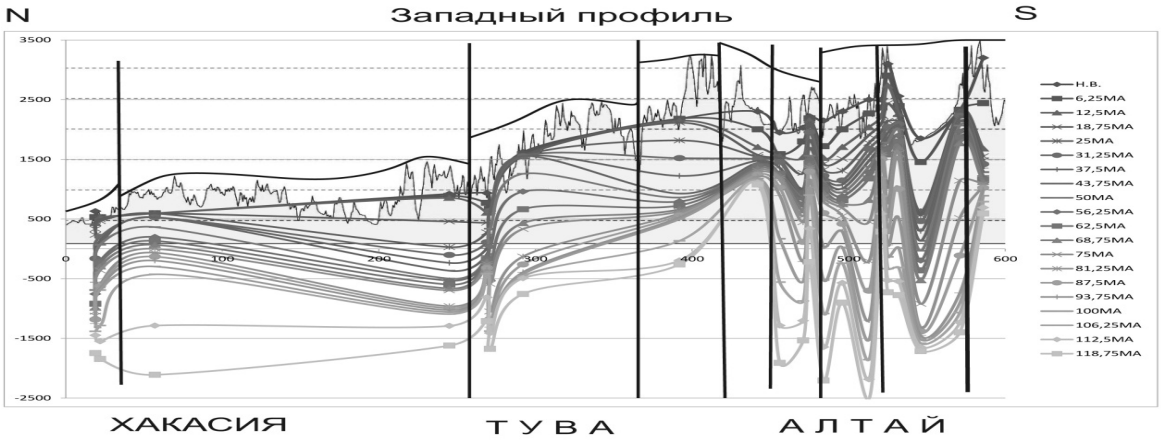


Рис. 3. Западный профиль: термохронологическая модель эволюции рельефа. Показаны современная поверхность предполагаемого мезозойского рельефа (верхняя линия) и активные разломы (субвертикальные линии). Тонкие сплошные линии отображают предполагаемую величину эрозии на протяжении последних 120 млн лет с периодичностью 6.25 млн лет, основанную на моделировании термальных историй по данным AFT.

период 120–55 Ма, когда произошла реактивация позднепалеозойских региональных разломов, которая привела к обширной меловой эксгумации и изменению рельефа (рис. 2, 3).

Еще одна группа образцов имеет возраст AFT от 70 до 55 млн лет. Все они локализуются в узкой области, отображенной в южных частях профилей. Таким образом, все образцы этой возрастной группы четко располагаются в главной разломной системе, разделяющей Алтайскую, Саянскую и Тувинскую горные области. Образцы, отобранные вдали от разломов, наоборот, указывают на фазу стабильности в этот период времени **[4]**.

Термальные истории большого количества образцов показывают достаточно интенсивное охлаждение в позднем кайнозое. В настоящее время Алтайские и Саянские горы интенсивно развиваются вдоль активных разломных зон, что подтверждается и высокой сейсмической активностью **[9]**.

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] *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.

[2] *Ветров Е.В., Буслов М.М., де Гравэ И.* Эволюция тектонических событий и рельефа юго-восточной части Горного Алтая в позднем мезозое – кайнозое по данным трековой термохронологии апатита // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 125–142.

[3] *Glorie S., De Grave J., Zhimulev F.I., Buslov M.M., 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.

[4] *De Grave J., De Pelsmaeker E., Zhimulev F.I., Glorie S., Buslov M.M., Van den Haute P.* Meso-Cenozoic building of the northern Central Asian Orogenic Belt: thermotectonic history of the Tuva region // Tectonophysics. 2014. V. 621. P. 44–59.

[5] *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–426.

[6] *Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E.* Basin evolution in a folding lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // Tectonophysics. 2013. V. 602. P. 194–222.

[7] *Buslov M.M., Kokh D.A., De Grave J.* Mesozoic-Cenozoic tectonics and geodynamics of Altai, Tien Shan, and Northern Kazakhstan, from apatite fission-track data // Russian Geology and Geophysics. 2008. V. 49. P. 648–654.

[8] *Buslov M.M.* Geodynamic nature of the Baikal rift zone and its sedimentary filling in the Cretaceous-Cenozoic: the effect of the far-range impact of the Mongolo-Okhotsk and Indo-Eurasian collisions // Russian Geology and Geophysics. 2012. V. 53. P. 955–962.

[9] *Lunina O.V., Gladkov A.S., Novikov I.S., Agatova A.R., Vysotskii E.M., Emanov A.A.* Geometry of the fault zone of the 2003 Ms=7.5 Chuya earthquake and associated stress fields, Gorny Altai // Tectonophysics. 2008. V. 453. P. 276–294.

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

2018. Выпуск 16. С. 34–35

ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ СИБИРСКОГО РЕГИОНА РОССИИ МАСШТАБА 1:2500000

Ю.Б. Богданов[1], С.А. Анисимова[1], Н.Л. Алексеев[1], О.А. Воинова[1], Б.В. Петров[1], К.А. Савко[2], Р.А. Терентьев[2]

[1] Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Svetlana_Anisimova@vsegei.ru
[2] Воронеж, Воронежский государственный университет, ksavko@geol.vsu.ru

В 2017 г. начата работа над составлением предварительной геологической карты раннего докембрия России масштаба 1:2500000 в форме ГИС с базами фактографической и картографической информации.

Ранний докембрий России наиболее широко представлен в пределах древних Восточно-Европейской и Сибирской платформ, где он образует кристаллический фундамент, перекрытый фанерозойским осадочным чехлом. На дочетвертичную поверхность он выходит только в пределах древних щитов и массивов: Алданского, Анабарского, Воронежского, Балтийского и внутри палеозойского Урало-Монгольского пояса, альпийского Средиземноморско-Гималайского складчатого пояса, киммерийско-кайнозойского Тихоокеанского складчатого пояса.

Области развития докембрия приурочены к территориям 18 серий листов ГГК-1000/3 – Северо-Карско-Баренцевоморской, Балтийской, Мезенской (все Северо-Западная региональная межведомственная стратиграфическая комиссия (РМСК)), Центрально-Европейской (Центрально-Европейская РМСК), Скифской (Северо-Кавказская РМСК), Уральской (Уральская РМСК), Южно-Карской, Западно-Сибирской, Таймырско-Североземельской, Норильской, Анабаро-Вилюйской, Ангаро-Енисейской (все Сибирская РМСК), Верхояно-Колымской, Чукотской, Коряко-Курильской (РМСК по северо-востоку и Корякско-Камчатскому региону), Алдано-Забайкальской, Дальневосточной (Дальневосточная РМСК). К настоящему времени всего составлено 67 комплектов Госгеолккарт-1000/3, практически покрывших все области развития докембрия. Составлено также 217 комплектов ГГК-200/2, охвативших незначительную часть территории развития раннего докембрия.

Современная общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России (ОСШ), используемая сейчас в практике геологического картографирования и геологоразведочных работ, была принята III Всероссийским совещанием «Общие вопросы расчленения докембрия» в 2000 году в г. Апатиты **[1]** и утверждена Межведомственной стратиграфической комиссией (МСК) **[2]**.

Принятая ОСШ в значительной мере опиралась на региональную стратиграфическую схему Карело-Кольского региона (Балтийская серийная легенда), принятую как стратотипическая область нижнего докембрия России.

Для азиатской части России региональные стратиграфические схемы утверждены МСК только для Алтае-Саянской области, Верхояно-Чукотского региона **[3, 4]** и Алдано-Забайкальской серии листов. Таким образом, для большинства территорий развития нижнего докембрия региональные стратиграфические схемы официально не приняты, а принятые схемы должны быть актуализированы.

Для этих стратиграфических схем образования архея выделены в региональные надгоризонты (снизу-вверх) алданий, становий и сахаборий. Они представлены преимущественно высокометаморфизованными комплексами, лишенными первичных (дометаморфических) структурно-текстурных признаков осадочных или вулканических пород. Таким образом, они должны рассматриваться как эндогенные (глубинные) образования, возникшие при высоких PT условиях в коре. Их отнесение к стратиграфическим подразделениям сомнительно и нарушает требования Петрографического кодекса.

Нами были составлены схемы корреляции магматических (плутонических) комплексов Карело-Кольского региона (Балтийская серия листов), Сибирского региона (Алдано-Забайкальская серия листов), которые построены на основе общепринятых принципов корреляции ис-

пользованных при выделении комплексов. Определяющим являются их породные ассоциации (состав), а возраст основан на данных изотопных датировок и геологических наблюдениях **[5, 6]**. Выделенные плутонические комплексы увязаны со схемой тектонического районирования европейской **[7]** и сибирской части России.

Продолжается составление региональных схем корреляции раннедокембрийских метаморфических комплексов европейской и сибирской части России.

Наблюдается эволюционная направленность в распространении и возрасте метаморфических комплексов от саамия – раннего лопия к позднему карелию. Она в общем сопряжена с интенсивностью интрузивного магматизма. Среди метаморфических комплексов выделяются монохронные и полихронные.

К настоящему времени сотрудниками ВСЕГЕИ и ВГУ:

- выполнена оценка картографической изученности раннего докембрия и геологической изученности раннего докембрия Восточно-Европейской и Сибирской платформ обзорными (региональными) геологическими картами, Госгеолкартами-1000/3 и 200/2 для составления геологической карты раннего докембрия РФ;
- производится сбор нового материала по изотопному датированию пород раннего докембрия в пределах европейской и сибирской части России;
- отредактированы предварительные стратиграфические корреляционные схемы и схемы плутонических комплексов с учетом новых данных по изотопному датированию пород Балтийского щита и Воронежского кристаллического массива **[6]**;
- составлена предварительная схема тектонического районирования раннего докембрия (Европейский и Сибирский регионы);
- составлена предварительная схема корреляции метаморфических комплексов и продолжается составление матричной легенды к Геологической карте раннего докембрия России м-ба 1:2500000.

[1] *Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий*. Вып. 33. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. С. 4–5.

[2] *Жамойда А.И.* Общая стратиграфическая шкала, принятая в СССР – России. Ее значение, назначение и совершенствование. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 24 с.

[3] *Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий*. Вып. 32. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. С. 32–42.

[4] *Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий*. Вып. 34. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. С. 6–9.

[5] *Савко К.А., Базиков Н.С., Артеменко Г.В.* Геохимическая эволюция железисто-кремнистых формаций Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии: источники вещества и геохронологические ограничения // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 5. С. 3–21.

[6] *Савко К.А., Терентьев Р.А.* Геохронология кварцевых диоритов романовского плутона Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2017. № 2. С. 74–80.

[7] *Anisimova S., Bogdanov Yu., Alekseev N., Voinova O., Petrov B., Savko R., Terentiev R.* Preliminary geological map of the Early Precambrian of the European part of Russia at a scale of 1:2500000 // Geophysical Research Abstracts. 2018. V. 20. EGU2018-13135.

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

2018. Выпуск 16. С. 36–38

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА С СИБИРСКИМ И ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИМ КРАТОНАМИ

М.М. Буслов

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

В большинстве работ складчатые сооружения Центральной Азии охарактеризованы как аккреционно-коллизионные структуры, сформированные из фрагментов коры только Палеоазиатского океана, островных дуг и микроконтинентов. Согласно наиболее популярному представлению **[1]**, в истории Палеоазиатского океана существовала единая венд-палеозойская субдукционная зона, над которой по обрамлению Восточно-Европейского и Сибирского кратонов сформировались дуги, соответственно Кипчак и Тувино-Монгольская. В палеозое в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации дуг, выраженные в ороклинальных изгибах и крупноамплитудных сдвигах. Сложнодеформированная структура обозначена термином «алтаиды». Исходя из аналогии строения современных континентальных окраин и мезозойско-кайнозойских складчатых областей, протягивающихся на многие тысячи километров, многими исследователями предпринимались 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 кратонов, соответственно Восточно-Европейского и Сибирского, рассматриваются 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 восточных «алтаид» трактуется как ненарушенная относительно близлежащих кратонов, что привело к созданию огромного количества противоречивых реконструкций и обобщений по тектонике и геодинамике.

В работах **[2–4]** на основе новых геолого-геохронологических данных в Центрально Азиатском складчатом поясе выделяются следующие основные структурные элементы:

1. Казахстанско-Байкальский составной континент (супертеррейн), фундамент которого сформирован в венде – кембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского 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 привели к широкому проявлению коллизионного метаморфизма и магматизма и в целом к консолидации земной коры и формированию фундамента составного континента («казахстанид»). Начиная с раннего ордовика до девона литосфера Обь-Зайсанского океана субдуцировала под Казахстанско-Байкальский континент. Субдукция океанической литосферы и последующая коллизия Казахстано-Байкальского и Сибирского континентов в конечном итоге привели к формированию Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонской сутурно-сдвиговой зоны. 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. От окраинно-континентальных комплексов западной части Сибирского континента составной континент отделен Чарышско-Теректинско-Саянско-Ольхонской сутурно-сдвиговой зоной**.** Граница Казахстанско-Байкальского составного континента с Восточно-Европейским проходит по Главному Уральскому разлому.

2. Протерозойско-палеозойские окраинно-континентальные комплексы Сибирского континента. Они состоят из протерозойско-раннеордовикской Кузнецко-Алтайской островной дуги, ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой активной окраины. В аккреционных клиньях островной дуги 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 другого океана, а не Палеоазиатского, вероятно Палеопацифики. 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. Источником их сноса могли быть плюмовые магматические породы Батеневского кряжа и Хакасии **[5]**. 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 **[2, 4]**.

3. 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. 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. Так, в Алтае-Саянской области на юге Сибирского континента они представлены Кузбасским, Горловским и Минусинским угленосными бассейнами. В пределах Казахстанско-Байкальского континента расположены два крупных бассейна – Кендырлыкский и Карагандинский, на северо-восточной окраине Восточно-Европейского континента – Печерский. Отмечается **[6]**, что, согласно 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 климатическом поясе. 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 крупные ороклинальные.

В результате коллизий крупных континентальных масс Восточно-Европейского и Северо-Азиатского континентов весь Казахстанско-Байкальский составной и окраинные комплексы 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 позднекарбоново-пермского времени «уралиды», расположенные на жесткой структуре Восточно-Европейского континента, смещались в северном направлении, что зафиксировано в палеогеографической зональности позднекарбоново-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), при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00833) и Правительства РФ (проект № 14.Y26.31.0029).

[1] *Şengör 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] *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.

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

[4] *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, их отражение в гравитационном поле // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. С. 1617–1632.

[5] *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.

[6] *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)

2018. Выпуск 16. С. 39

ВОЗРАСТ ГАББРОИДОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА

В.А. Ванин[1], Т.В. Донская[1], Д.П. Гладкочуб[1], В.Б. Хубанов[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[2] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

Возраст и закономерности распространения определенных магматических образований на территории Байкало-Муйского пояса (БМП) являются предметом научных дискуссий. Ранее в пределах БМП выделялся один габбро-гранитный муйский комплекс, но уже в настоящее время с накоплением знаний о возрасте магматических образований становится очевидным, что в этот комплекс были объединены различные по своим геохимическим характеристикам и возрасту породы.

Объектом исследования настоящей работы являются габброиды, распространенные на территории БМП, в северной части Янской и северо-западной части Каралон-Мамаканской зоны. Габброиды на территории Янской зоны были изучены вблизи стрелки Левой и Правой Мамы. Габброиды на площади Каралон-Мамаканской зоны были изучены в среднем течении ручья Икибзяк. Изучаемые габброиды представляют собой сильно измененные породы. Они имеют реликтовую – апогаббровую с элементами замещения – структуру. Главные минералы представлены эпидотом (40 %), заместившим плагиоклаз, и зеленой роговой обманкой (40 %), развившейся по пироксену. Второстепенные минералы – хлорит (10 %), кварц (8 %), в также рудные минералы (2 %), представленные магнетитом и ильменитом. Первичная структура диагностируется по реликтовым структурам плагиоклаза и пироксена. Зеленая роговая обманка интенсивно хлоритизирована и окварцована.

U-Pb изотопный анализ цирконов выполнен методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific), соединенном с приставкой для лазерного прибора UP-213 с длиной волны излучения 213 нм (New Wave Research) в Аналитическом центре минералого-геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Для габброидов северо-западной части Каралон-Мамаканской зоны рассчитанный конкордантный возраст по 30 зернам циркона составил 599±3 млн лет. Для габброидов северной части Янской зоны рассчитанный конкордантный возраст по 30 зернам циркона составил 612±5 млн лет.

На основании результатов проведенных U-Pb изотопно-геохронологических исследований и раннее опубликованных данных **[1, 2]** было установлено, что габброиды с возрастом от 600 до 617 млн лет сосредоточены лишь по внешнему дугообразному контуру БМП, вблизи выходов неопротерозойских осадочных пород Байкало-Патомского пояса (БПП) Сибирского кратона. Такое расположение магматических комплексов и их возраст являются надежным геологическим признаком, подтверждающим коллизионные события БМП и БПП в период времени 617–600 млн лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 16-35-60033).

[1] *Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш., Неймарк Л.А., Скублов С.Г.* 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.

[2] *Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Великославенский С.Д., Алексеев И.А., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.* Вендский возраст гранитоидов и плагиогранитов таллаинского комплекса (Байкало-Муйский пояс): U-Pb изотопные данные // ДАН. 2017. Т. 474. № 2. С. 214–219.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2018. Выпуск 16. С. 40–41

ТЕКТОНОТЕРМАЛЬНАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАРСКОГО ОРОГЕНА В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ (ТАЙМЫР – СЕВЕРНАЯ ЗЕМЛЯ) НА ОСНОВЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ И 3D МОДЕЛИРОВАНИЯ

А.Е. Верниковская[1, 2], Н.Ю. Матушкин[1, 2], В.А. Верниковский[1, 2], О.П. Полянский[3], К.В. Воронин[4], Ю.М. Лаевский[2, 4], А.В. Травин[3]

[1] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, VernikovskayaAE@ipgg.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
[4] Новосибирск, Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН

Исследование термальной истории коллизионного Карского орогена, формирование которого произошло в позднем палеозое на границе Сибирского кратона и Карского микроконтинента, проводилось с применением комплекса методов, включая геолого-тектонические, палеомагнитные, геохронологические, а также численное моделирование. Ранее показано, что при реконструкции термической истории формирования древнего орогена ведущую роль играют геохронологические данные для гранитоидов и ассоциирующих с ними пород **[1–3]**. Результаты трехмерного моделирования термальной эволюции неопротерозойского орогена Енисейского кряжа демонстрируют относительно продолжительные интервалы остывания (свыше 8 млн лет) для небольших по объему (<1700 км^3) гранитных тел, верхний уровень локализации которых составляет 10–12 км. Как устанавливается настоящими исследованиями, заметное влияние на термальную историю коллизионного события оказывают наложенные тектонические факторы, а также неоднородность строения коры формирующегося орогена. Последняя приводит к образованию зон температурных аномалий **[4]** за счет радиогенных источников тепла. В настоящей работе впервые рассматривается влияние кинематических факторов на термальную историю формирования палеозойского орогена. Имеющиеся палеотектонические реконструкции, характеризующие кинематические параметры взаимодействия литосферных плит **[5–7]**, используются для построения 3D модели. Для реализации задач по 3D моделированию разогревания Карского орогена были применены современные компьютерные *технологии MPI* **[8]**.

Построенная 3D модель для палеозойского орогена, с учетом влияния процесса косой коллизии, отражает период его разогревания на протяжении около 40 млн лет от начала столкновения (коллизии) континентальных блоков – Карского микроконтинента и Сибирского палеоконтинента, кульминацией которого является плавление коры и формирование больших объемов синколлизионных гранитов в период 306–304 млн лет **[9, 10]**. Расчеты показывают возможность пребывания орогена в разогретом состоянии в течение продолжительного периода – от верхнего карбона до верхнего триаса и, возможно, длительнее. Возникновение кислых интрузивов (температурных аномалий в коре >650 °С) оказывает несущественное влияние на длительность этого процесса, так как граниты быстро остывают и температурное поле выравнивается с окружающими их вмещающими породами за короткий срок.

Остывание исследуемого палеозойского орогена, вероятно, начинается вследствие остановки коллизии и возникновения коллапса в интервале 277–269 млн лет (изохронный Rb-Sr возраст **[9]**). Новый тектонотермальный этап, 264–259 млн лет, связан с постколлизионным гранитоидным магматизмом (U-Pb датирование по циркону **[11]**; $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование по амфиболу, эта работа). Финальный период развития Карского орогена, как свидетельствуют $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопные данные для син- и постколлизионных гранитоидов (по биотиту и кпш, 253–252 млн лет **[9]**; по амфиболу и биотиту, 247–245 млн лет, эта работа), совпадает во времени с проявлением Сибирского суперплюма и излиянием траппов (U-Pb датирование по бадделеиту, 251 млн лет **[12]**), а также внедрением ассоциирующих с ними сиенит-гранитных интрузивов (U-Pb датирование по циркону, 249–241 млн лет **[13]**).

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 14-37-00030), РФФИ (проекты № 18-05-00854, 18-05-70035).

[1] *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. 438–452.

[2] *Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Полянский О.П., Лаевский Ю.М., Матушкин Н.Ю., Воронин К.В.* Тектонотермальная модель формирования орогена на постколлизионной стадии (на примере Енисейского кряжа, Восточная Сибирь) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 32–50.

[3] *Верниковская А.Е., Даценко В.М., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Лаевский Ю.М., Романова И.В., Травин А.В., Воронин К.В., Лепехина Е.Н.* Эволюция магматизма и карбонатит-гранитная ассоциация в неопротерозойской активной континентальной окраине Сибирского кратона: термохронологические реконструкции // ДАН. 2013. Т. 448. № 5. С. 555–562.

[4] *Horton F., Hacker B., Kylander-Clark A., Holder R., Jöns N.* Focused radiogenic heating of middle crust caused ultrahigh temperatures in southern Madagascar // Tectonics. 2016. V. 35. P. 293–314.

[5] *Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Kazansky A.Yu., Bogolepova O.K., Gubanov A.P.* Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: paleomagnetism, paleogeography and tectonics // Tectonophysics. 2005. V. 398. P. 225–243.

[6] *Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.* Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 883–899.

[7] *Vernikovsky V.A., Metelkin D.V., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Yu., Lobkovsky L.I., Shipilov E.V.* Early evolution stages of the arctic margins (Neoproterozoic-Paleozoic) and plate reconstructions // ICAM VI: Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI. Fairbanks, Alaska, 2014. P. 265–285.

[8] *Воронин К.В., Лаевский Ю.М.* Схемы расщепления в смешанном методе конечных элементов решения задач теплопереноса // Математическое моделирование. 2012. Т. 24. № 8. С. 109–120.

[9] *Верниковский В.А., Неймарк Л.А., Пономарчук В.А., Верниковская А.Е., Киреев А.Д., Кузьмин Д.В.* Геохимия и возраст коллизионных гранитоидов и метаморфитов Карского микроконтинента (Северный Таймыр) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 12. С. 50–64.

[10] *Pease V.L., Kuzmichev A.B., Danukalova M.K.* The New Siberian Islands and evidence for the continuation of the Uralides, Arctic Russia // Journal of the Geological Society. 2015. V. 172. P. 1–4.

[11] *Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З., Бережная Н.Г.* Возраст постколлизионных гранитоидов Северного Таймыра: U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar данные // ДАН. 1998. Т. 363. № 3. С. 375–378.

[12] *Kamo S.I., Czamanske G.K., Krough T.E.* A mimimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60. P. 3505–3511.

[13] *Vernikovsky V.A., Pease V.L., Vernikovskaya A.E., Romanov A.P., Gee D.G., Travin A.V.* First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: product of the northern Eurasian superplume? // Lithos. 2003. V. 66. P. 23–36.

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

2018. Выпуск 16. С. 42–45

СТРАТИГРАФИЯ И ТРИЛОБИТЫ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА КЕЛЯНЫ (ЛЕВЫЕ ПРИТОКИ РУЧЬИ ЗОЛОТОЙ И АИКТА)

Л.И. Ветлужских

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, vetluzhskikh@ginst.ru

На территории Саяно-Байкальской горной области (СБГО) выделяются все три отдела кембрия, содержащие остатки археоциат, трилобитов и водорослей, которые используются в биостратиграфическом расчленении и для построения региональных стратиграфических схем кембрийской системы. Изучение осложняется плохой обнаженностью, неоднородностью распределения окаменелостей в разрезах и фрагментарностью распространения стратифицированных образований среди обширных территорий гранитоидов, часто наличием покровной тектоники **[1]**. Кроме того, резко сокращаются объемы стратонов, ранее относимых к кембрию, за счет выделения из их состава толщ среднего и верхнего палеозоя **[2]**.

Существует большое количество изученных кембрийских разрезов в нескольких структурно-фациальных зонах **[3]**. **Бирамьино-Янгудская зона** (БЯЗ) включает нижнепалеозойские отложения Ангаро-Баргузинской горной страны, Северо-Байкальского нагорья, Средневитимской горной страны и северо-западной оконечности Витимского плоскогорья (бас. р. Бамбуйка). Для зоны в целом характерно развитие терригенных и терригенно-карбонатных отложений венда, доломитов и известняков нижнего кембрия и известняков и мергелей низов среднего кембрия. В выделяемых в ней Бирамьинской (Бр), Бамбуйской (Бм) и Янгудской (Ян) подзонах осадочные формации различаются некоторыми особенностями литологического состава и различными мощностями отложений. **Удино-Витимская зона** (УВЗ) охватывает южную часть Витимского плоскогорья, северо-восточную часть хр. Улан-Бургасы и южную часть Икатского хребта. УВЗ подразделяется на две подзоны: внутреннюю Еравнинскую (Ер) и внешнюю Туркинскую (Тр). Еравнинская подзона включает южную часть Витимского плоскогорья. Основание разреза нижнего палеозоя здесь неизвестно. Кембрийские отложения представлены нижней половиной нижнего отдела (вулканогенные образования и известняки олдындинской свиты). Туркинская подзона расположена в бассейнах рек Турка, Курба и Она (хр. Улан-Бургасы) и захватывает также южную часть Икатского хребта. Основание нижнего палеозоя слагают карбонатные породы нижней части нижнего – верхнего кембрия (курбинская, бадотинская свиты). На них с угловым несогласием залегают пестроцветные осадочные образования среднего – верхнего палеозоя (ямбуйская, пановская свиты). **Ципинская зона** (ЦЗ) занимает промежуточное положение между БЯЗ и УВЗ. В пределах этой зоны кембрийские отложения почти отсутствуют, не считая нижней части карбонатной ороченской свиты ($Є_1$?), развитой в районе п. Багдарин. **Джидинская зона** (ДЗ) включает в пределах СБГО территорию бассейна р. Джида и правобережья нижнего течения р. Темник. В западном направлении зона уходит на территорию Монголии, в северо-восточном смыкается с УВЗ. В ДЗ выделяются отложения низов нижнего – среднего кембрия (туфы, эффузивы, известняки, сланцы, хохюртовская свита). **Окино-Китойская зона** (ОКЗ) включает юго-восточную часть Восточного Саяна, а именно междуречье верховьев Оки, Китоя и Иркута. В ее пределах выделяются две подзоны – Окинская (Ок) и Китойская (Кт). Отложения кембрия представлены карбонатной боксонской серией и ее возрастным аналогом горлыкской свиты, а также песчаниково-сланцевой мангатгольской свитой. На них несогласно залегает пестроцветная терригенная яматинская свита ($Є_3$-О).

В Бирамьино-Янгудской зоне в Северо-Муйском хребте отложения раннего палеозоя занимают обширную площадь. В бассейне р. Келяна по ручьям Золотой и Аикта разрез венд-кембрийских отложений (рис. 1) имеет следующее строение (снизу):

Золотовская свита (V-Є zl). Подразделяется на две подсвиты, нижнюю – доломитовую, существенно органогенную, и верхнюю – доломитово-известняковую.

Нижняя подсвита сложена доломитами, среди которых преобладают органогенные (строматолитовые, микрофитолитовые и водорослевые) разности. Ее мощность составляет

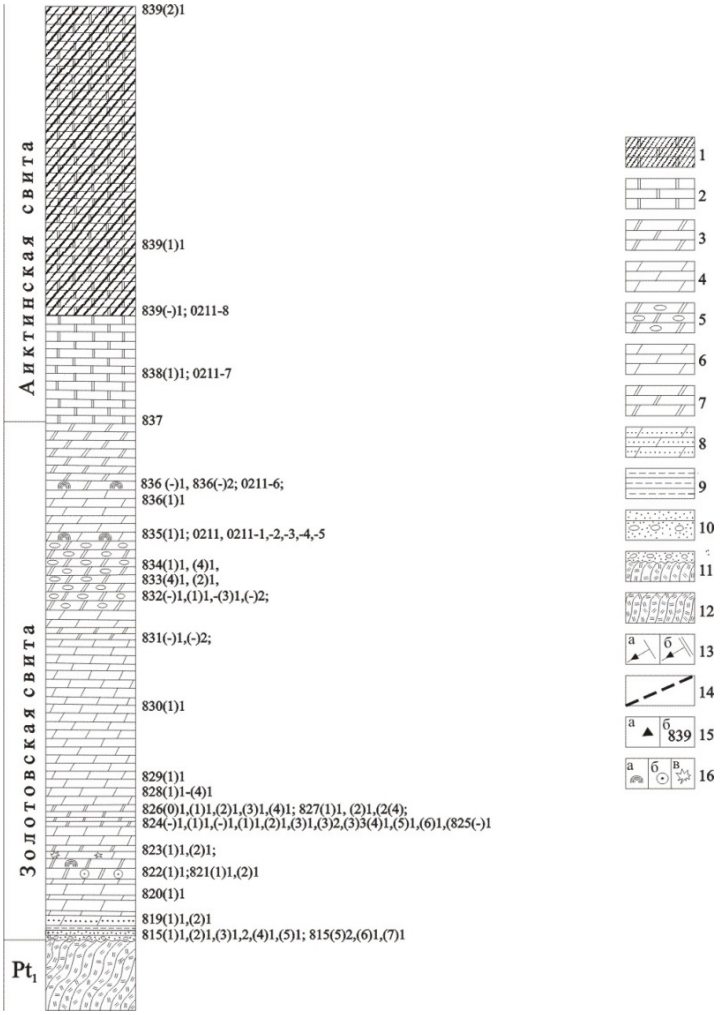


Рис. 1. Разрез золотовской и аиктинской свит в бассейне руч. Золотой. *1* – породы в зоне рассланцевания; *2* – известняки серые массивные плитчатые; *3* – доломиты известковистые темно-серые с запахом сероводорода; *4* – доломиты зеленовато-, желтовато- и буровато-серые, тонкоплитчатые; *5* – доломиты известковистые с желваковой структурой; *6* – доломиты желтовато-серые и серые, массивные, толстоплитчатые; *7* – доломиты темно-серые, массивные; *8* – доломиты песчанистые желтовато-серые; *9* – алевролиты и сланцы зеленовато-, желтовато- и буровато-серые; *10* – конгломераты базальные, переходящие вверх по разрезу в полимиктовые песчаники; *11* – перерыв с угловым несогласием; *12* – фельзиты рассланцованные; *13* – углы падения пород (а) и плоскостей рассланцевания (б); *14* – дизъюнктивные нарушения; *15* – места отбора проб на спорово-пыльцевой анализ (а), номер обнажения (б); *16* – органические остатки: строматолиты (а), микрофитолиты (б), водоросли и биопроблематика (в).

650–1000 м. Разделена она на две пачки: нижнюю, преимущественно органогенную, и верхнюю – в основном хемогенную с отдельными органогенными горизонтами, сложенными пластовыми и желваково-пластовыми строматолитами. Нижняя пачка органогенных доломитов сложена светло-серыми, иногда розоватыми доломитами, в которых присутствуют строматолиты. Доломиты, лишенные органических остатков, встречаются в виде отдельных прослоев. Микрофитолиты имеют различные размеры, образуют узорчатую структуру, нередко окремнены. Мощность ее до 520 м. Верхняя пачка нижней подсвиты сложена преимущественно хемогенными доломитами темно-серой и светло-серой окраски, нередко с брекчиями. Встречаются горизонты с микрофитолитами плохой сохранности. Иногда в доломитах наблюдается волнистая слоистость и волноприбойные знаки. Верхняя подсвита золотовской свиты начинается пачкой темных известняков, переходящих по простиранию в доломитовые известняки и известковые доломиты. Верхняя пачка верхней подсвиты сложена в основном доломитами, реже – известковыми доломитами, розоватыми и кремовыми, часто окремненными. Нижняя пачка сложена доломитово-известняковыми породами и доломитами серой, розовато-серой и кремовой окраски. Из органических остатков в нижней подсвите преобладают строматолиты и микрофитолиты, характерные для отложений венда, и значительное количество микрофитолитов, проходящих из отложений

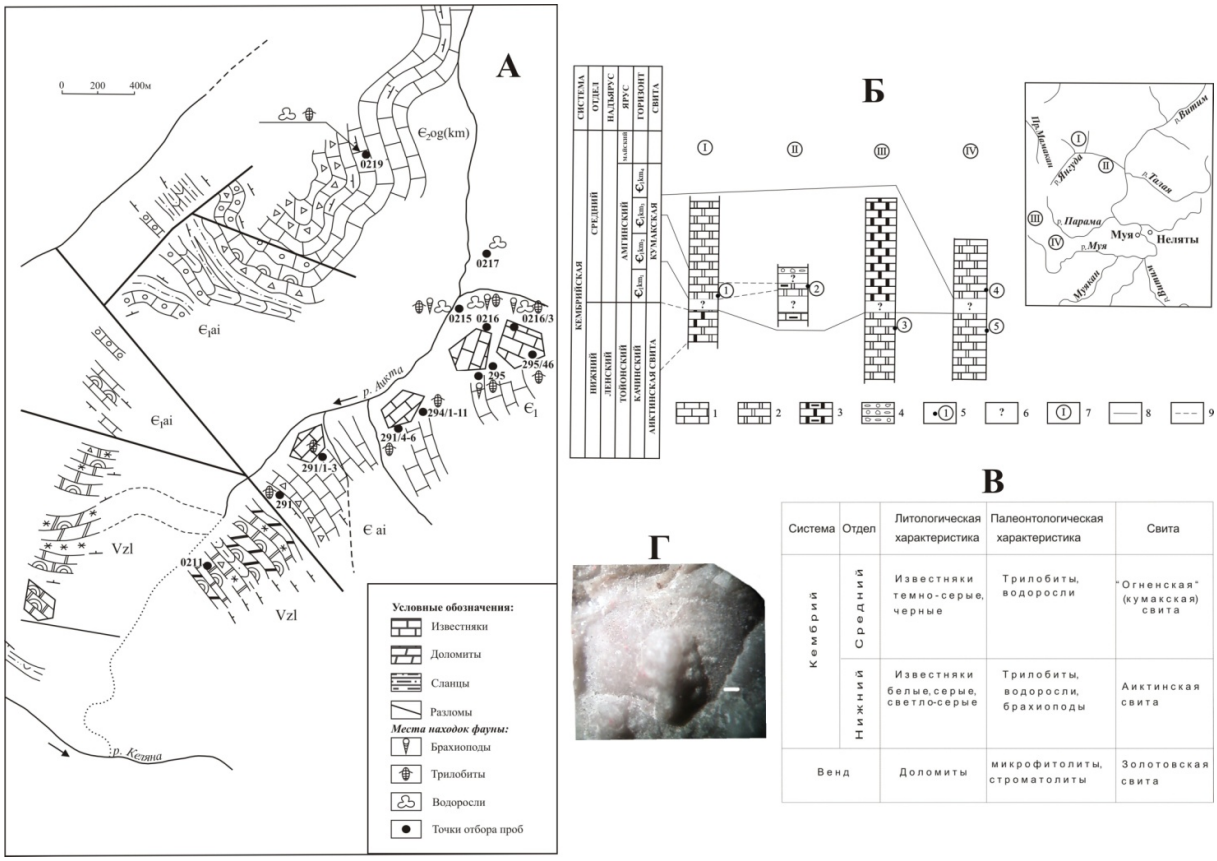


Рис. 2. Схематическая геологическая карта (*А*), схема расчленения (*Б*) и корреляции (*В*) разрезов кембрия бассейна реки Келяна (руч. Аикта) и остатки трилобитов (*Г*) *Aiktia confragosus* sp. nov. (обр. 0219), кранидий. *Б. 1–3* – известняки: *1* – светлые, *2* – серые, *3* – темно-серые до черных, глинистые с кремнями; *4* – конглобрекчии; *5* – местонахождение фауны и флоры: 1 – *Oryctocephalus* aff.*walcotti*, *Oryctocephalops frischenfeldi*, *Oryctocara lata*, *O.*aff.*geikei*, *Tonkinella sibirica*; 2 – *Oryctocephalops planus*, *Tonkinella sibirica*; 3 – *Edelsteinaspis* sp., *E.ornata*, *Kootenia* sp., *Kooteniella slatkowskii*, *K.immans*, *Binodaspis* sp.; 4 – *Olenoides* aff.*convexus*, *Ptychoparia* aff.*kochybei;* 5 – *Kooteniella slatkowskii*, *Chondragraulos minussensis*, *Namanoia* sp., *Erbia* sp., *Kootenia* sp., *Kutorgina* sp., *Nisusia* sp.; *6* – взаимоотношения, не установленные достоверно; *7* – номера разрезов, их расположение на местности: I – водораздел Большого и Малого Гукита; II – р. Б. Каче; III – бассейн р. Келяна, кл. Золотой; IV – Аденская гряда (бассейн руч. Аикта); *8–9* – линии корреляции: *8* – достоверные, *9* – предполагаемые **[2, 3]**.

верхнего рифея. В верхней подсвите исчезают многие вендские формы строматолитов и микрофитолитов, а в количественном отношении среди микрофитолитов преобладают формы, характерные для нижнего кембрия **[4]**.

Верхняя подсвита золотовской свиты перекрывается известняками **аиктинской свиты (Є$_1$ai),** представленной белыми, светло- и темно-серыми, серыми, скрытозернистыми, массивными, органогенными и тонкослоистыми разностями, с отдельными горизонтами известняков с микрофитолитами *Osagia delicata* Yak. и водорослями *Renalcis* ex. gr. *polymorphus* Mas1., а также известняков с пластовыми строматолитами. Контакт золотовской и аиктинской свит осложнен тектоникой. Известняки аиктинской свиты вблизи контакта сильно рассланцованы, в породах золотовской свиты наблюдается сильное окварцевание и брекчирование пород. В верхней части аиктинской свиты известняки белые, светло-серые и серые, содержат остатки трилобитов (обр. 0215) *Kooteniella slatkowskii* (Schmidt), *K.* sp., *Chondragraulos* sp., *Erbia granulosa, Proerbia* sp., *Kootenia* sp. и брахиопод *Nisusia* sp., *Matutella* sp. Вышележащая «огненская» (кумакская) свита представлена известняками темно-серыми до черных, тонко- скрытозернистыми, массивными, комковатыми, органогенными, содержащими водоросли и остатки трилобитов. В них обнаружены трилобиты *Aiktia confragosus* sp. nov. (обр. 0219, рис. 2), которые приурочены к переходным слоям от нижнего к среднему кембрию **[1]**.

Установлено, что в Северо-Муйском хребте в бассейнах рек Келяна (ручьи Золотой и Аикта) и Янгуда в сходных палеоландшафтных условиях сформировалась близкая ассоциация

трилобитов рода *Edelsteinaspis, Kootenia, Kooteniella, Binodaspis, Chondragraulos, Namanoia, Erbia*, брахиоподы родов *Kutorgina, Nisusia* и *Matutella*. Археоциаты представлены тремя угнетенными видами из семейств *Ajacicyatidae* и *Ethmophylludae* (на р. Янгуда). Все эти комплексы остатков фауны датируют вмещающие отложения ранним кембрием.

Присутствуют в комплексе организмов и водоросли, принимающие активное участие в строительстве биогермов, отмечающихся в карбонатных толщах. Неожиданные результаты дало изучение водорослей из известняков по руч. Аикта (рис. 2). В палеонтологических шлифах д.г.-м.н. В.А. Лучининой (г. Новосибирск) были определены *Epiphyton buildyricum* Antrop., *Renalcis devonicus* Johnson (встречаются на фоне многочисленных фрагментов сифоновых водорослей; обр. 0215, 0216, 0217, 0217-1), *Solenopora sp.* (является породообразующей, но наряду с ней встречаются фрагменты *Litanaia sp.*; 0219-3, 0219-1). По ее заключению комплекс известковых водорослей представлен многочисленными формами, имеющими неплохую сохранность. Основу комплекса составляют сифоновые водоросли, но среди них отмечены желваки с *Solenopora.* Характерными формами для этого интервала являются также представители родов *Epiphyton* и *Shuguria.* Состав известковых водорослей позволяет определить возраст вмещающих отложений как **верхнедевонский**.

Таким образом, полученные новые данные о возрасте комплекса водорослей ставят вопрос о необходимости дальнейшего изучения стратиграфии данного района.

[1] *Ветлужских Л.И.* Трилобиты и биостратиграфия кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2011. 18 с.

[2] *Ветлужских Л.И.* Органический мир и проблемы биостратиграфии кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области (в пределах территории Бурятии) // Тектоника, глубинное строение и минерагения востока Азии: VIII Косыгинские чтения: Материалы Всероссийской конференции (17–20 сентября 2013 г., г. Хабаровск). Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 480–483.

[3] *Ветлужских Л.И.* Стратиграфия кембрия Саяно-Байкальской горной области // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. С. 55–58.

[4] *Дольник Т.А., Вельков М.М., Рябцев А.И.* Стратотипический разрез золотовской свиты руч. Золотого (Северо-Муйский район) // Стратиграфия и биостратиграфия юга Восточной Сибири. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1991. С. 45–70.

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

2018. Выпуск 16. С. 46–47

РЕГИОНАЛЬНАЯ ЗОНА СМЯТИЯ В ШОВНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ПЕТРОГЕНЕЗИС И МИНЕРАГЕНИЯ (ЮЖНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ, ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ, РОССИЯ)

Н.В. Вилор, Л.А. Павлова, Н.С. Герасимов, О.В. Зарубина, Е.В. Чупарина, Е.В. Канева

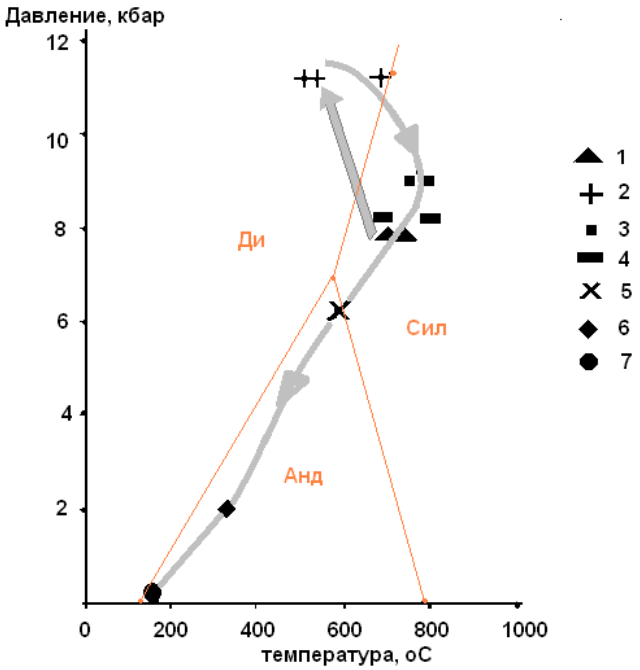
Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, vilor@igc.irk.ru

Региональная зона смятия расположена к юго-западу от трассы Главного Саянского разлома (ГСР), разделяющего блоки Слюдянского кристаллического комплекса (СКК) и Шарыжалгайского выступа архейского фундамента Сибирской платформы. Региональное смятие, прослеженное на 6 км до Быстринской впадины и далее на северо-запад, локализовано среди пород култукской свиты слюдянской серии структуры СКК. В составе свиты преобладает чередование пластовых тел пироксен-амфиболовых, амфиболовых, реже биотитовых гнейсов, пластов крупнокристаллических мраморов мощностью от 30 до 140 м и тонких прослоев кальцифиров. Проявления интрузивного магматизма в гранулитах зоны смятия представлены маломощными синтектоническими жилами плагиогранитов и крупнозернистых пегматоидных гранитов, располагающимися как в продольных крутых и субвертикальных, так и в поперечных пологозалегающих системах региональной трещиноватости. В частных случаях блоки гнейсов мощностью до 100 м пересечены пологозалегающими дайками последовательного внедрения мелкозернистых габбро-диоритов и плагиолейкогранитов. С ними связаны кварцевые жилы и широкие приконтактовые изменения вмещающих гнейсов. При увеличении мощности на пересечении с субмеридиональными сбросами жилы содержат залежи крупночешуйчатого белого и желтоватого палыгорскита мощностью 0.3–0.4 м и протяженностью 10–11 м.

Основные меланократовые гнейсы базиса зоны смятия с появлением кварца и неустойчивостью роговой обманки замещаются среднезернистыми салит-лабрадоровыми монцоэндербитами – мангеритами, включающими прожилковую фракцию крупнозернистых эндербитов. При межпластовом биметасоматозе взаимодействуют контрастные по составам основные гнейсы и мраморы. В их реакционной среде с отношением Ca/Mg по атомным количествам, варьирующимся от 0.48–1.50 до 5.2–27.8, парагенезисы соответствуют формации известковистых скарнов с концентрационным градиентом Si / Ca от 3.5 в гнейсе до 0.1 в мраморе. На переходе между эндо- и экзоскарнами выделяется ассоциация «пироксен + скаполит + плагиоклаз». При контактово-реакционных взаимодействиях плагиогранитов с доломитовыми мраморами в зональности появляются «пироксен + скаполит + флогопит», а далее достигаются субстехиометрические соотношения K / Mg и Mg / (Si+Al), соответствующие мономинеральному флогопиту и его Ba-разновидности – киноситалиту. При постмагматических гидротермальных изменениях аргиллизитовой формации кислотного профиля околожильные катаклазиты представлены актинолит-биотитовыми метасоматитами с хлоритом (не более 2 об. %) и магнетитом. Координатой преобразований является степень гидратации Sg как отношение мольного количества воды в ППП к сумме элементов – гидролизатов – Al+Fe+Mg+Na+K, увеличение которой сопровождают скопления палыгорскита в контакте с жильным кварцем.

В нормированном по хондриту спектре распределение РЗЭ для основных гнейсов, не отличаясь существенной дифференциацией легких и тяжелых лантанидов, соответствует мафическим гранулитам архея Ангарско-Канского комплекса **[4]** и совмещается с трендом базальтов океанических дуг. У нормированных концентраций РЗЭ плагиогранитов Eu максимум содержится только во фракции плагиоклазов, а по параметрам Rb –(Nb+Y) и Nb – Y они находятся в области значений VAG – гранитов вулканических дуг – и объединяются с гранитами M-типа, формирующимися при плавлении мантийных фрагментов **[5, 6]**.

На изохронах в координатах $^{147}Sm/^{144}Nd$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ рассчитанные значения модельного возраста отражают возникновение неоднородностей Sm–Nd систем в гнейсах и плагиогранитах как следствие градаций (млн лет) петрогенеза от возникновения раннепротерозойского



Тренд Р–Т преобразований при метаморфизме субстрата зоны смятия. *1* – кристаллосланцы, основные гнейсы; *2* – пегматиодные граниты на пике проградного метаморфизма; *3* – биметасоматоз, известковистые скарны; *4* – постмагматические известковистые скарны; *5* – околожильные актинолит – биотитовые метасоматиты; *6* – отложение палыгорскита; *7* – приразломные аргиллизиты, рифтогенные.

протолита 2231±205, его проградного метаморфизма 1857±48, сопряженной гранитизации 1154±63 и возбуждения неопротерозойской тектономагматической активизации 850 млн лет.

Уровень проградного метаморфизма основных гнейсов култукской свиты соответствует пироксен-амфиболовой субфации семейства пироксеновых кристаллосланцев, а глиноземистых пород – гиперстен + кварц + силлиманитовой ассоциации гранулитовой фации умеренных давлений. При последующем ретроградном метаморфизме и диафторезе минеральный состав эволюционировал в последовательности минеральных ассоциаций на Р-Т тренде (рисунок) снижения температур и давлений по изотерме, граничной между эпидотовыми эклогитами и амфиболитами **[2, 3]**. Приразломные монтмориллонитовые аргиллизиты с кварцем и кальцитом локализованы на рифтогенных сбросах. Гидротермальные околожильные и приразломные диафторические изменения при уменьшении температуры от 800 до100–150 °С произошли в геоблоке, вмещающем зону смятия, на фоне понижающего временного геотермального градиента около $1.3 \cdot 10^{-6}$ °С/год при скорости подъема современного сечения 0.094 мм/год. Глубинный петрогенезис с участием надкритических флюидов, гидротермальных растворов и околожильной гидратацией соответствует протерозойскому расположению геоблока в составе корового волновода **[1]**. Его вовлечением в мезокайнозойские деформации и формирование Байкальского рифта обусловлены последние минеральные преобразования с участием водно-углекислотных растворов.

[1] *Киссин И.Г.* Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука, 2015. 328 с.
[2] *Кориковский С.П.* Проградные преобразования умеренно-барических амфиболитов в ходе их эклогитизации // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 339–354.
[3] *Природа и модели метаморфизма*. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 330 с.
[4] *Туркина О.М., Ножкин А.Д.* Геохимия и вопросы генезиса метабазитов из гранулито-гнейсового комплекса Ангаро-Канского блока (юго-запад Сибирского кратона) // Геохимия. 2014. № 10. С. 892–906.
[5] *Pearce J.A.* Sources and settings of granitic rocks // Episodes. 1996. V. 19. No. 4. P. 120–125.
[6] *Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 95. P. 407–419.

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

2018. Выпуск 16. С. 48–50

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ЗОН СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ (НА ПРИМЕРЕ ПЛАТО ДАЛАТ, ЮЖНЫЙ ВЬЕТНАМ)

А.Г. Владимиров[1, 2, 3], А.В. Травин[1, 2, 3], Л.А. Фан[4], В.В. Голозубов[5], С.А. Касаткин[5], Е.И. Михеев[1, 2], Д.В. Семенова[1], А.З. Нгуен[4], Т.М. Чан[4], Т.Л. Чан[4]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, vladimir@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет
[3] Томск, Томский государственный университет, labspm@ggf.tsu.ru
[4] Ханой, Институт геологических наук Вьетнамской академии наук и технологии, luuanh_phan@yahoo.com
[5] Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, golozubov@fegi.ru

В истории геологического развития Вьетнама особое значение имеет меловой период, когда юго-восточная окраина Евразийского континента была подвержена влиянию надсубдукционных процессов, связанных с формированием Тихоокеанского «горячего» кольца. В этот период времени в Южном Вьетнаме был сформирован крупный вулканический пояс (зона Далат), а в Северном Вьетнаме существенную роль стали играть тектонические и магматические процессы, связанные с ремобилизацией осколков платформы Янцзы и формированием оловоносных гранит-лейкогранитов **[1, 2]**. Структурно-геологические исследования показали (рис. 1), что эти тектономагматические процессы были обусловлены взаимодействием континентальной плиты на восточной окраине Азии с океанической плитой Изанаги. При этом плита Изанаги перемещалась в меловой период со значительной скоростью (21–29 см/год), изменяя направление в диапазоне от субмеридионального до северо-западного **[3, 4]**. Генеральные левосдвиговые деформации мелового возраста, осложнившие набсудукционные структуры, выявлены на Дальнем Востоке России, на Корейском полуострове, в Юго-Восточном Китае и во Вьетнаме

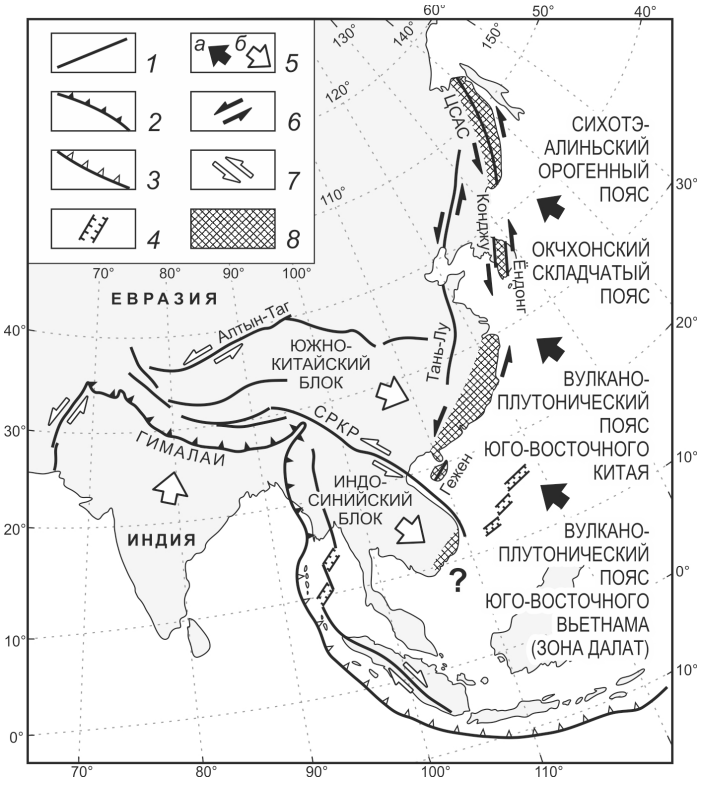


Рис. 1. Геодинамическая схема взаимоотношений меловых левосдвиговых дислокаций вдоль восточной окраины Азии и кайнозойских дислокаций Индо-Евразийской коллизии (по [6], адаптировано). *1* – главные тектонические нарушения; *2–4* – зоны: континентальной коллизии (*2*), субдукции (*3*), спрединга (*4*); *5* – генеральное направление движения плиты Изанаги (а) и направления смещения блоков под действием Индо-Евразийской коллизии (б); *6–7* – направления сдвиговых смещений вдоль систем разломов и сдвиговых зон: в меловое (*6*) и кайнозойское (*7*) время; *8* – пояса меловой тектономагматической активности. СРКР – система разломов Красной Реки.

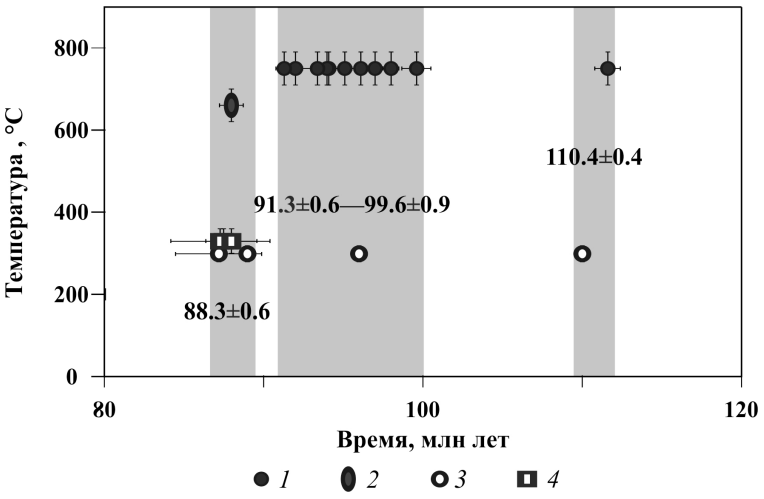


Рис. 2. Термохронологическая диаграмма для гранитоидов зоны Далат (Южный Вьетнам), основанная на наших и опубликованных данных [1, 8]. *1* – U/Pb, циркон; *2* – U/Pb, сфен; *3* – Rb/Sr, вал, полевой шпат, биотит; *4* – $^{40}Ar/^{39}Ar$, биотит.

[3–6]. Несмотря на региональные различия в структурном стиле деформаций, связанные с различным углом косого сжатия и левосторонних смещений, достигающих 700–800 км, стало очевидным, что для зоны Далат (Южный Вьетнам) необходимо найти петролого-геохронологические индикаторы, позволяющие идентифицировать магматические комплексы надсубдукционного и трансформного генезиса. Следует подчеркнуть, что во вьетнамской геологии традиционно считается, что зона Далат отвечала единому вулканоплутоническому поясу андского типа, в котором ведущую роль играли вулканиты кремнекислого состава и гранитоидные батолиты **[7, 8]**. С этих позиций были проведены U/Pb (циркон, сфен), Rb/Sr (вал, биотит, полевые шпаты) геохронологические исследования гранитоидных комплексов зоны Далат, которые дали значения, перекрывающиеся в диапазоне 25 млн лет **[8]**.

Результаты геологических, геохимических и термохронологических исследований, представленные в настоящем докладе, отражают решение двух задач: а) провести ревизию геологических и геодинамических данных, необходимых для усовершенствования геологических и металлогенических карт Южного Вьетнама, б) использовать термохронологический подход, который показал свою эффективность для решения задач геодинамического анализа и металлогенического прогнозирования **[9]**.

Проведенные геологические, геохимические и термохронологические исследования магматических комплексов зоны Далат (Южный Вьетнам) позволили обосновать две контрастные геодинамические обстановки мелового возраста.

Первый этап ($J_3?$-K) *отвечал надсубдукционной геодинамической обстановке*. В этот период времени были сформированы вулканические толщи мелового возраста, представленные формацией Нячанг (Nha Trang) – риолиты, трахириолиты, дациты, реже андезиты и их туфы, туфопесчаники и туфогравелиты (мощность 500–600 м) – и формацией Донзыонг (Don Duong): покровы дацитов, риодацитов, риолитов и их туфов (мощность 350–500 м). С этими толщами связаны многочисленные субвулканические дайки, экструзивные тела и в разной степени эродированные палеовулканические центры.

Второй этап (K_2) *отвечал трансформной обстановке*, связанной с началом формирования зоны скольжения литосферных плит и, как следствие, – наложением на субдукционный комплекс левосдвиговых деформаций. В этот период времени (91.3±0.6 – 99.6±0.9 млн лет, U-Pb изотопное датирование по цирконам) произошло формирование гранитоидных батолитов (комплекс Деока: известково-щелочные гранодиорит-граниты, в том числе – повышенной калиевости). На верхних уровнях земной коры эти гранитоидные расплавы испытывали дифференциацию с формированием гранит-лейкогранитных интрузивных штоков комплекса Кана.

Третий этап (K_2) *отвечал кульминации левосдвиговых деформаций в зоне скольжения литосферных плит и коллапсу орогенного горно-складчатого сооружения.* Этот этап (88.3±0.6 млн лет) выделяется на основании совокупности согласующихся U/Pb (sphen), $^{40}Ar/^{39}Ar$ (биотит), Rb/Sr (вал, биотит) датировок, характеризующихся пониженным значением закрытия изотопных систем. В геологическом смысле этому этапу отвечают постгранитные дайковые пояса, формирующиеся в антидромной последовательности (от аплитов до долеритов) и являющиеся прямым петрологическим индикатором крупномасштабного растяжения окраинно-континентальной литосферы.

В заключение следует обратить внимание на достоверный временной разрыв между геохронологическими оценками, полученными U-Pb изотопным методом по циркону и Ar-Ar изотопным методом по биотиту. В данном случае этот разрыв составил 5–7 млн лет, что позволяет оценить геологическое время между началом сдвиговых деформаций и кульминацией синорогенетического коллапса, когда произошел общий подъем региона. В совокупности с петрологическими данными полученные термохронологические оценки возраста следует рассматривать как достоверные индикаторы трансформных геодинамических обстановок (зон скольжения литосферных плит).

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ – экспедиционные работы), правительства РФ (гранты № 14.Y26.31.0012; 14.Y26.31.0018 – аналитические исследования), Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 16-05-00128а, 17-05-00936а, 17-55-540001, 17-05-00275) и вьетнамского проекта VAST.HTQT.NGA.06/17-18 (экспедиционные работы, обработка материалов и подготовка публикаций).

[1] *Фан Лыу Ань, Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Поляков Г.В., Пономарчук В.А., Чан Чонг Хоа, Нго Тхи Фыонг, Куйбида М.Л., Анникова И.Ю., Павлова Г.Г., Киселева В.Ю.* Оловоносные граниты Вьетнама. Rb-Sr- и Ar-Ar изотопный возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования // ДАН. 2010. Т. 432. № 6. С. 815–821.

[2] *Владимиров А.Г., Фан Лыу Ань, Крук Н.Н., Смирнов С.З., Анникова И.Ю., Павлова Г.Г., Куйбида М.Л., Мороз Е.Н., Соколова Е.Н., Астрелина Е.И.* Петрология оловоносных гранит-лейкогранитов массива Пиа Оак, Северный Вьетнам // Петрология. 2012. Т. 20. № 6. С. 599–621.

[3] *Голозубов В.В., Малиновский А.И., Симаненко В.П.* О тектонических реконструкциях Сихотэ-Алинского звена восточноазиатской окраины: возможны ли простые решения? // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 4. С. 115–119.

[4] *Касаткин С.А., Фунг Ван Фать, Ле Дык Ань, Голозубов В.В.* Меловые сдвиговые дислокации восточной окраины Азии – предшественники кайнозойской Индо-Евразийской коллизии (зона Далат, Юго-Восточный Вьетнам) // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 6. С. 29–42.

[5] *Ханчук А.И., Крук Н.Н., Валуй Г.А., Неволин П.Л., Москаленко Е.Ю., Фугзан М.М., Кирнозова Т.И., Травин А.В.* Успенский интрузив Южного Приморья – петротип гранитоидов трансформных континентальных окраин // ДАН. 2008. Т. 420. № 5. С. 664–668.

[6] *Geology and Earth Resources of Viet Nam* / Eds. Tran Van Tri, Vu Khuc. Ha Noi: Publishing House Science & Technology, 2011. 645 p.

[7] *Geological and mineral resources map of Viet Nam.* Scale 1:200000: Buon Ma Thuot (D-49-XXV), Tui Hoa (D-49-XXVI), Ben Khe (D-49-XXXI), Nha Trang (D-49-XXXII), Dalat-Cam Ranh (C-49-I&C-49-II), Phan Thiet (C-49-VII). Ha Noi: Department of Geology and Minerals of Viet Nam, 1997–1998.

[8] *Nguyen T.T.B., Satir M., Siebel W., Chen· F.* Granitoids in the Dalat zone, southern Vietnam: age constraints on magmatism and regional geological implications // International Journal of Earth Sciences. 2004. V. 93. P. 329–340.

[9] *Травин А.В.* Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 553–574.

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

2018. Выпуск 16. С. 51–53

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ УХАДАГСКОЙ ГАББРО-ГРАНИТНОЙ АССОЦИАЦИИ (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮВ ТУВА) КАК ОТРАЖЕНИЕ ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МАССИВА (ЦАСП)

В.Г. Владимиров[1, 2], И.В. Кармышева[1, 2], В.А. Яковлев[1, 2], Д.В. Семенова[1], Я.В. Куйбида[1], С.Н. Руднев[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, vvg@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Коллизионное горно-складчатое сооружение Западного Сангилена на северо-восточной окраине Тувино-Монгольского массива (ТММ) характеризуется широким развитием гранитоидного магматизма с возрастом от 495 до 485 млн лет **[2–4, 6–9 и др.]**. Проведенные авторами изотопно-геохронологические и геологические исследования позволили уточнить, что наибольший объем кислого интрузивного магматизма приходится на рубеж 485 млн лет (циркон, U-Pb, LA-ICP-MS: 485.7±2.4 млн лет, 487.4±2.1 млн лет, 486.7±1.9 млн лет) и связывается с петрографически сходными гранитами и граносиенитами, пространственно приуроченными к крупному коллизионному линеаменту орогена – Эрзинской сдвиговой зоне (shear zone).

Традиционно данные гранитоиды относят к ухадагскому типу либо к одноименному комплексу. Это крупнопорфировые (Kfs) лейкограниты (Qtz – 40–45 %, Kfs – 30–35%, Pl – 10–20 %, Bt – 1–3 %, ± Hbl) и граносиениты (Qtz – 15–20 %, Kfs – 30–45 %, Pl – 10–15 %, Bt – 3–5 %, Hbl – 5–10 %). По составу граниты ухадагского типа соответствуют **[5]**: высоко-щелочным высококалиевым (SiO_2 – 62.28–78.25 мас. %; Na_2O+K_2O – 6.35–9.46 мас. %; K_2O – 3.08–6.65 мас. %), умеренно-глиноземистым (A/CNK – 0.85–1.08), известково-щелочным и щелочно-известковистым породам с широким рядом составов от магнезиальных до железистых разновидностей. Для гранитов характерны высокие содержания редких земель с преобладанием LREE над HREE $(La/Yb)_n$ – 2.16–16.04 и отрицательная Eu-аномалия $(Eu/Eu^*)_n$ – 0.40–0.83. На спайдер-диаграммах отмечаются минимумы по Nb, Ta, Sr и Ti **[5]**. Граниты ухадагского типа по текстурно-структурному облику (порфировидные, признаки локального магматического течения), минеральному и химическому составу наиболее близки к нижнекоровым гранитам Матутского массива (циркон, U/Pb, 520 млн лет **[11]**).

Пространственно к гранитам ухадагского комплекса приурочены небольшие массивы и рои мелких тел одновозрастных габброидов. Взаимоотношения гранитов и базитов можно отнести к структурам магматического минглинга плутонического типа **[2]**, когда на стадии становления в камеру кислых магм происходило активное внедрение основных расплавов **[10]**. По составу основные породы **[5]** варьируются от монцогаббро (Hbl – 45–60 %, Kfs – 20-35 %, Pl – 10–15 %, Bt – 5 %, Qtz – >5 %) до диоритов (Pl – 50–55 %, Hbl – 25–30 %, Bt – 30 %, Qtz – 1–3 %). Они относятся к высокощелочной серии (SiO_2 – 47.29–53.33 мас. %; Na_2O+K_2O – 4.10–5.53 мас. %) с умеренным содержанием калия (K_2O – 0.69–2.15 мас. %). Распределение РЗЭ характеризуется пологими отрицательными спектрами с преобладанием LREE над HREE $(La/Yb)_n$ – 2.59–6.77 и отсутствием Eu-аномалии $(Eu/Eu^*)_n$ – 0.95–1.16. На мультиэлементных спектрах наблюдается обогащение Cs, Rb, U, Th, K и минимумы по Nb, Ta, Hf и Ti **[5]**.

Химический состав габброидов сопоставим с другими базитовыми комплексами и мафической частью минглинг-даек Западного Сангилена, что может указывать на их внедрение из единой магматической камеры **[12]**.

Как гранитоиды ухадагского комплекса, так и синхронные с ними габброиды и диориты несут признаки синкинематического внедрения и становления. Так, в породах основного состава наблюдаются деформации сдвигового генезиса, сопровождающиеся вязким и хрупким будинированием пород по направлению сдвига с формированием структур растяжения. Однако как в гранитах, так и в базитах, и композитных (минглинг) дайках могут отсутствовать явные признаки деформаций. В этом случае они пространственно тяготеют к областям фрагментации и растяже-

ния тектонических блоков, где они пассивно заполняют области раздвига. В случае крупных массивов гранитов (например, в междуречье рек Эрзин и Нарын) синтектоническое течение, отчетливая линейность растяжения, наблюдаемая по ориентировке порфировых выделений калиевого полевого шпата, характерны прежде всего для краевых эндоконтактовых зон, достигающих по пересечению сотни и более метров. Необходимо отметить, что в эндоконтактах порфировидных гранитов ухадагского типа часто присутствуют теневые структуры мигматитов, тогда как во вмещающих породах экзоконтактов наблюдаются наложенные левосдвиговые вязкопластичные структуры растяжения, подчеркивающие их совместную с гранитами тектоническую историю.

Геологическое картирование Эрзинской сдвиговой зоны и ее обрамления позволило выявить, что области тектонического растяжения с телами и массивами гранитоидов и синхронных с ними базитов отвечают субгоризонтальным деформациям с левосторонней кинематикой, доминирующим в пределах Западного Сангилена в позднеколлизионный период **[2, 3]**. Субгоризонтальное растяжение сопровождалось сейсмотектоническими процессами с фрагментацией тектонической зоны. Это объясняет активное внедрение (впрыскивание) основных расплавов с формированием минглинга жильного и плутонического типа. В последнем случае возможность проявления минглинга плутонического типа была проиллюстрирована в работе **[10]** в рамках численного моделирования механизмов смешения контрастных расплавов.

Синхронность внедрения, приуроченность к крупной тектонической зоне и генетическая связь с позднеколлизионными тектоническими событиями позволили авторам выделить в пределах Западного Сангилена ухадагскую позднеколлизионную габбро-гранитную ассоциацию с возрастом 485 млн лет. Ее значение для реконструкции коллизионных событий в краевой части ТММ крайне велико, поскольку она отражает начало позднеколлизионного активного растяжения и коллапса горно-складчатого сооружения. Эти события сопровождались общим утонением земной коры, масштабным гранитообразованием на фоне падения литостатического давления и интенсивного прогрева коры над областью (камерой) магмогенерации основных расплавов. Подобный сценарий позднеколлизионных событий предполагает, что на рубеже 485 млн лет на уровне нижней – средней коры в гранитообразование вовлекались как метаморфические, так и магматические породы (Матутский гранитный массив и др.). В этих условиях становится вероятным появление гибридных расплавов, что не противоречит проведенному ранее численному геохимическому моделированию **[1]**.

Исследование выполнено при поддержке проектов РФФИ № 16-05-01011, 18-35-00484, 18-05-00851, 18-35-00467, планов НИР ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0003), проекта Министерства образования и науки РФ № 5.1688.2017/ПЧ.

[1] *Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Владимиров В.Г., Гибшер А.С., Руднев С.Н.* Синкинематические границы и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 3. С. 398–413.

[2] *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.

[3] *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. С. 283–310.

[4] *Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В.* Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: материалы научно-практической конференции. Новосибирск: Институт гидродинамики им. М. А. Лаврентьева СО РАН, 2001. С. 68–73.

[5] *Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Яковлев В.А.* Ухадагская габбро-гранитная ассоциация: состав, возраст, тектонические и геодинамические обстановки (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии: Материалы V Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 45-летию Геологического института СО РАН. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, 2018. С. 209–211.

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

[7] *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Котов А.Б., Ковач В.П.* О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических датирований // Петрология. 1999. Т. 7. № 6. С. 631–643.

[8] *Петрова А.Ю.* Rb-Sr изотопная система метаморфических и магматических пород Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. М.: ИМГРЭ, 2001. 26 с.

[9] *Петрова А.Ю., Костицын Ю.А.* Сравнение U-Pb и Rb-Sr возрастов гранитоидов Западного Сангилена (Ю-В Тува): полемический пересмотр опубликованных данных // Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии. М., 2001. С. 261–263.

[10] *Полянский О.П., Семенов А.Н., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Владимиров А.Г, Яковлев В.А.* Численная модель магматического минглинга (на примере баянкольской габбро-гранитной серии, Сангилен, Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 385–403.

[11] *Семенова Д.В., Владимиров В.Г.* Проблемы ЛА-ИСП-МС датирования нижнекоровых коллизионных гранитоидов (на примере Матутского гранитоидного массива, Западный Сангилен) // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород: Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 316–318.

[12] *Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Зельтман Р.* Эволюция базитового магматизма в ходе кембро-ордовикского коллизионного тектогенеза Центрально-Азиатского складчатого пояса (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 653–672.

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

2018. Выпуск 16. С. 54–55

ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД В ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ КРУПНЫХ ИНТРУЗИВОВ (НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОВ КОДАРСКОГО КОМПЛЕКСА ЗАБАЙКАЛЬЯ)

В.Ю. Водовозов[1, 2], В.С. Захаров[1], А.Р. Зверев[1, 2], А.В. Травин[3]

[1] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, vodo7474@yandex.ru
[2] Москва, Геологический институт РАН
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, travin@igm.nsc.ru

Точность датирования компонент намагниченности определяет достоверность палеотектонических реконструкций на основе палеомагнитных данных. Разрыв между временем образования породы и формированием термоостаточной намагниченности (TRM) в крупных интрузивах может достигать значительной величины. Здесь нельзя применить традиционные способы относительного датирования – тесты складки, контакта или конгломератов. Датирование с помощью изотопных данных по различным минералам (метод термохронологии), вероятно, единственный способ прямого определения возраста TRM. Математическое моделирование скорости остывания позволяет, в свою очередь, существенно удешевить и ускорить исследования, распространив верифицированную с помощью изотопных данных математическую модель на такие же по генезису интрузивы.

Подобный подход использовался нами при изучении раннепротерозойских гранитов кодарского комплекса юга Сибирского кратона. Гранитные батолиты выходят на поверхность в Олёкминском блоке Алданского щита. Нами были изучены 769 образцов из пяти массивов – Ат-Бастахского, Ханинского, Кеменского, Икабийского и Кодарского. Везде нашлись породы, пригодные для получения палеомагнитного определения. Во всех интрузивах наблюдается биполярная намагниченность, тесты обращения положительные. Последнее обстоятельство и сходство направлений в удаленных массивах позволяют говорить о первичности выделенных высокотемпературных компонент естественной остаточной намагниченности. Палеомагнитный полюс получен путем осреднения полюсов всех пяти массивов и составляет: Plat=–21.9° Plong=101.8° A95=8.2°. Полярность была выбрана согласно представлениям о совмещении в раннем протерозое северной части Лаврентии и южной окраины Сибири. Полученный полюс ожидаемо ложится в начало раннепротерозойской траектории кажущейся миграции палеомагнитного полюса Сибирского кратона **[8]**.

Из гранитов Ат-Бастаха были выделены биотит и полевой шпат для $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопно-геохронологических исследований. Всего получено 12 спектров: кажущиеся Ar/Ar возрасты по биотиту укладываются в относительно узкий временной интервал – 1837–1859 млн лет, возрасты по полевым шпатам оказались сильно омоложенными. Учитывая U/Pb возраст по цирконам 1873±3 млн лет **[3]**, мы получили вполне ожидаемый, из опыта изучения подобных гранитов **[2]**, интервал примерно в 20 млн лет между кристаллизацией породы и остыванием до 300°. Подобную растяжку сложно получить с помощью численного моделирования. Вероятно, некоторое омоложение связано с потерями аргона в результате тектонотермальных событий, которыми так богата история этого региона. Термальные импульсы были не настолько сильны, чтобы вызвать метаморфизм, но сказались на изотопных систематиках Sr и Pb гранитов кодарского комплекса, согласно новым данным А.М. Ларина (устное сообщение). На это же указывают сильно омоложенные результаты, полученные нами по полевым шпатам. Изотопные данные еще требуют своего осмысления, но наличие согласующихся спектров по биотиту нам кажется неслучайным.

Для оценки термической истории Ат-Бастахского массива была построена предварительная численная модель кристаллизации и последующего остывания. Моделирование проводилось с применением специализированного авторского программного кода на персональных компьютерах, применялись также модернизированные для целей проекта коды для согласованного термомеханического и петрологического геодинамического моделирования, разработан-

ные Т.В. Герей с коллегами **[9]**, при этом использовано оборудование Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова **[1]**. Наибольшие трудности возникли с подбором параметров интрузива, здесь приходилось ориентироваться на литературу и аналогичные магматические образования **[3–6 и др.]**. Гранитный интрузив во вмещающих гнейсах аппроксимирован круговым цилиндром радиусом 10 км, мощностью 5 км, расположенным на глубине 3 км от поверхности. Рассматривалась ситуация с повышенным геотермическим градиентом 40–70 К/км **[7]**, что соответствует геотермальному градиенту в зоне коллизии (например, современной коллизии Индостан – Евразия). Для прослеживания тепловой истории были взяты две точки, расположенные на глубине 1 км ниже кровли интрузива на расстоянии 8 и 5 км от зоны контакта. Предварительное моделирование показало, что в случае, если принимается «мгновенное» внедрение гранитного расплава, промежуток времени, разделяющий прохождение породами температур закрытия изотопных систем циркона и биотита, не превышает 1 млн лет. Такие промежутки времени существенно не согласуются с диапазонами, полученными по изотопным данным. В качестве возможного объяснения расхождения можно предположить: существенное омоложение кажущихся Ar/Ar возрастов, гораздо больший первоначальный объем интрузива (примерно в три раза), растянутое во времени внедрение расплава, более высокий тепловой поток, несоответствующие теплофизические параметры (сильно сказаться, впрочем, не должны). На настоящий момент наиболее перспективным нам кажется растянутое во времени внедрение расплавов, тем более, что все массивы гранитов кодарского комплекса обладают двух- или даже трехфазным **[5]** строением.

Согласно математической модели, TRM гранитов Ат-Бастаха была приобретена в течение 1 млн лет после внедрения. Но вопрос расхождения изотопных данных и математического моделирования остается пока открытым.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-01132).

[1] *Воеводин Вл.В., Жуматий С.А., Соболев С.И., Антонов А.С., Брызгалов П.А., Никитенко Д.А., Стефанов К.С., Воеводин Вад.В.* Практика суперкомпьютера «Ломоносов» // Открытые системы. СУБД. 2012. № 7. С. 36–39.

[2] *Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикова Е.В.* Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизионных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. 2005. № 2. С. 66–83.

[3] *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингрского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267-279.

[4] *Объяснительная записка* ГГК-200, лист О-51-XXV. М., 1979.

[5] *Объяснительная записка* ГГК-200, лист О-50-XXVIII. СПб., 2008.

[6] *Свириденко В.Т.* Формация гранитов-рапакиви западной части Алданского щита // Известия АН СССР, серия геологическая. 1975. № 9. С. 25–39.

[7] *Derry L.A., Evans M.J., Darling R., France-Lanord C.* Hydrothermal heat flow near the Main Central thrust, central Nepal Himalaya // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 286. P. 101–109.

[8] *Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Peskov A.Yu. et al.* Paleomagnetism of the Ulkan massif (SE Siberian platform) and the apparent polar wander path for Siberia in Late Paleoproterozoic – Early Mesoproterozoic times // Precambrian Research. 2015. V. 259. P. 58–77.

[9] *Gerya T.V., Yuen D.A.* Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties// Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2003. V. 140. P. 293–318.

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

2018. Выпуск 16. С. 56–57

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ (O, Sr, Nd, Pb) ХАРАКТЕРИСТИКИ БАТЕНЕВСКОЙ ДЕВОНСКОЙ ТРАХИБАЗАЛЬТ-ТРАХИАНДЕЗИТ-ТРАХИТ-РИОДАЦИТ-РИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА

А.А. Воронцов[1, 2], В.В. Ярмолюк[3], С.И. Дриль[1, 2]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, voront@igc.irk.ru, sdril@igc.irk.ru
[2] Иркутск, Иркутский государственный университет
[3] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, yarm@igem.ru

В девонское время территория юго-западного обрамления Сибирского кратона стала ареной масштабных магматических событий, которые привели к образованию рифтогенных непрерывных и бимодальных (по содержанию SiO_2) вулканических ассоциаций. Одна из непрерывных ассоциаций наиболее полно изучена нами в пределах Батеневского поднятия Минусинского прогиба **[1]**. В его строении участвуют трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты, трахиты, риодациты и риолиты. Геологические наблюдения и петрогеохимические данные свидетельствуют о направленном развитии магматизма, включающем три этапа, которые характеризуются различными сериями пород и составами их магматических источников.

Для первого этапа характерна базальтоидная серия, представленная низкотитанистыми (TiO_2 от 1.27 до 1.42 мас. %) высокоглиноземистыми трахибазальтами со спорадически проявленными умереннотитанистыми (TiO_2 от 1.56 до 2.15 мас. %) трахибазальтами и базальтовыми трахиандезитами. Второй этап представлен вулканитами гомодромной протяженной серии, включающей в себя трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты и трахиты. Для нее типично последовательное уменьшение содержаний MgO, $Fe_2O_{3(общ)}$, TiO_2, CaO, P_2O_5, связанное с фракционированием темноцветных, рудных минералов, апатита и накопление редких несовместимых элементов в наиболее кремнекислых трахитовых дифференциатах. Серия этих пород отражает дифференциацию исходных трахибазальтовых магм в коровых периферических очагах, где смешивались расплавы из разных мантийных источников. Один из этих источников продуцировал низкотитанистые высокоглиноземистые расплавы, обедненные высокозарядными Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U, другой формировал умереннотитанистые трахибазальты, которые отличались более высокими уровнями содержаний HSFE. Трахибазальты обоих типов проявлены по всему разрезу протяженной серии пород, что свидетельствует об одновременности излияний как базальтоидов, так и дифференциатов. Заключительный третий этап связан с развитием риодацит-риолитовой серии с одновременными эпизодическими излияниями умереннотитанистых трахибазальтов.

По сравнению с трахитами трахибазальт-трахитовой серии, породы риодацит-риолитовой серии характеризуются более низкими содержаниями La, Rb, Yb, Zr, Nb, Ta и других некогерентных элементов, обратно коррелирующими с ростом SiO_2. Этим они отличаются от щелочных риолитоидов с высокими содержаниями некогерентных элементов, представляющих собой конечные члены дифференциации высокотитанистых (TiO_2 от 2.0 до 4.2 мас. %) трахибазальтов девонской бимодальной серии вулканитов Западной Монголии **[2]**. Изменения составов в породах Батеневского поднятия связаны с разными механизмами их формирования. Дифференциация базитовых магм реализовалась только до трахитовых расплавов. Она прервалась в результате появления в магматической системе анатектических кислых магм, которые взаимодействовали с трахитовыми расплавами, образуя промежуточные по геохимическим характеристикам продукты. Эти представления вполне согласуются с данными, полученными при изучении изотопных характеристик минералов и пород.

Полевые шпаты трахибазальтов, базальтовых трахиандезитов и трахитов имеют более или менее стабильный изотопный состав кислорода: $8.5<\delta^{18}O<9.1$ ‰. Полевые шпаты риодацитов резко обогащаются тяжелым изотопом кислорода: $\delta^{18}O$ возрастает до 12 ‰ и затем в ряду риодацит – риолит продолжает увеличиваться до 14.2 ‰ пропорционально росту содержания

SiO_2. Трахибазальты Батеневской ассоциации и трахибазальты Западной Монголии имеют различные изотопные Sr-Nd характеристики, что указывает на различные источники их формирования. Первые характеризуются величинами $^{87}Sr/^{86}Sr$(395 Ma)=0.7044–0.7046 и εNd(395 Ma)= =3.4–4.7, тогда как вторые – $^{87}Sr/^{86}Sr$(395 Ma)=0.7031–0.7041 и εNd(395 Ma)=6.1–7.7. Трахиты Батеневской ассоциации имеют $^{87}Sr/^{86}Sr$(395 Ma)=0.7047–0.7049 и εNd(395 Ma)=3.4–3.6, что совпадает с характеристиками низко- и умереннотитанистых трахибазальтов, подчеркивая тесную генетическую связь между этими типами пород и дифференциацию магм мантийного происхождения. Риодациты и риолиты верхней толщи имеют несколько более радиогенный состав стронция, $^{87}Sr/^{86}Sr$(395 Ma)=0.7043–0.7055 при εNd(395 Ma)=1.5–3.6, что указывает на появление в магматической системе расплавов с коровыми характеристиками и их смешение с продуктами дифференциации магм основного состава. Роль анатектической коровой компоненты более заметна при анализе вариаций изотопного состава свинца пород. На изотопной диаграмме $^{207}Pb/^{204}Pb$–$^{206}Pb/^{204}Pb$ трахибазальты, трахиты, риодациты и риолиты образуют вытянутый тренд, близкий к NHRL. При этом точки составов трахибазальтов Батеневской ассоциации и Монголии образуют единое поле ($15.5031<^{207}Pb/^{204}Pb<15.5535$ и $18.1702<^{206}Pb/^{204}Pb<18.7350$), группируясь в области деплетированных (MORB) или умеренно деплетированных (PREMA) источников вещества. Трахиты, риодациты и риолиты имеют более радиогенные изотопные составы свинца ($15.5225<^{207}Pb/^{204}Pb<15.6087$ и $18.5795<^{206}Pb/^{204}Pb<19.6525$), что, возможно, является индикатором смешения вещества основных и средних расплавов с коровыми выплавками. Точки составов высококремнистых риолитов, которые обеднены некогерентными элементами по сравнению с трахитами и риодацитами, в наибольшей степени смещены к коровым значениям отношений изотопов свинца.

Таким образом, главный вклад в формирование Батеневской вулканической ассоциации внесли продукты мантийного плавления, что типично для областей внутриплитного плюмового магматизма. Геологические, геохимические и изотопные данные указывают на то, что мантийные базальтовые расплавы задерживались во внутрикоровых камерах, где происходила их дифференциация до трахитовых магм, которые концентрировались в надкровельных частях этих камер или перемещались в новые магматические камеры. Здесь они смешивались с анатектическими риолитовыми магмами, образуя переходные разновидности расплавов с содержанием SiO_2 от 65 до 77 мас. %.

Исследование проведено в рамках госзадания по проекту IX.129.1.5. (№ 0350-2016-0030) и при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00181).

[1] *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Посохов В.Ф., Травин А.В., Газизова Т.Ф.* Дифференцированная вулканическая ассоциация Минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия) // Петрология. 2015. Т. 23. № 4 . С. 386–409.

[2] *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А.* Источники базитовых расплавов девонских бимодальных рифтогенных магматических ассоциаций Центральной Азии (на основе данных о редких элементах и изотопах стронция в базитах Северо-Западной Монголии) // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 3. С. 236–252.

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

2018. Выпуск 16. С. 58–60

О СОХРАННОСТИ ИЗОТОПНЫХ МЕТОК ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ (НА ПРИМЕРЕ ЧЕРЕМШАНСКОЙ СВИТЫ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО КРАЕВОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА)

С.В. Высоцкий[1], В.И. Левицкий[2], И.В. Левицкий[2], А.В. Игнатьев[1], Т.А. Веливецкая[1], А.С. Мехоношин[2]

[1] Владивосток, Дальневосточный геологический институт, vysotskiy@fegi.ru
[2] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Считается, что атмосфера Земли на ранних этапах ее развития была практически бескислородной и только в самом конце архея и начале протерозоя, благодаря цианобактериям, освоившим кислородный фотосинтез, в атмосфере начал появляться свободный кислород. Насыщение кислородом атмосферы произошло скачкообразно, 2.33 млрд лет назад, и получило название «кислородная катастрофа» или «великое кислородное событие» (Great Oxigenation Event).

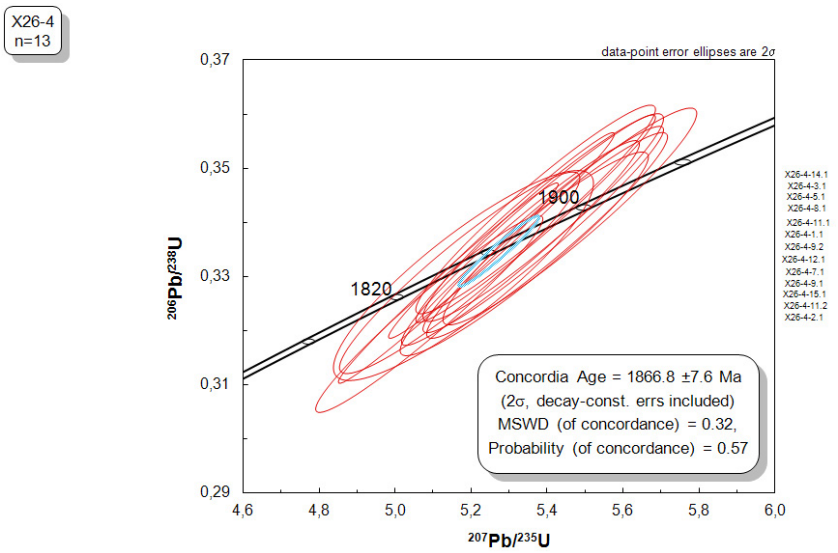
Одним из показателей отсутствия кислорода в архейской атмосфере считается масс-независимое фракционирование изотопов серы, происходящее в результате фотохимических реакций под воздействием ультрафиолетового излучения **[1]**. В настоящее время эта точка зрения является доминирующей, хотя и не единственной. Альтернативное происхождение аномального разделения изотопов включает реакции хемосорбции **[2]** или термохимическое восстановление сульфатов с помощью аминокислот **[3]**, но остается спорным, были ли эти процессы релевантными для записи метки масс-независимого фракционирования в архейских породах **[4]**.

Масс-независимое фракционирование изотопов серы (величина отклонения обозначается $\Delta^{33}S‰$) отражает процессы, происходящие в поверхностных (атмосферных) условиях. Как результат, эффект масс-независимого фракционирования изотопов серы является химически законсервированным трассером, который указывает на вовлечение коровой серы в рудообразование. Характерным примером этого являются сульфиды Черемшанского колчеданного рудопроявления Шарыжалгайского краевого выступа Сибирского кратона.

Черемшанское колчеданное рудопроявление залегает в породах черемшанской свиты, в междуречье р. Китой и р. Тойсук. Свита по минеральным ассоциациям, соотношениям пород, их составам не имеет аналогов ни среди высокометаморфизованных (гранулитовая фация), ни среди низкометаморфизованных образований региона. Ее главная отличительная особенность состоит в присутствии метаморфизованных позднеархейских гидролизатов – вещественных аналогов черных сланцев. Сульфидное оруденение черемшанской свиты относится к стратиформному серно-колчеданному типу. Мультиизотопный состав серы сульфидов однозначно указывает на участие в их образовании осадочной серы, прошедшей цикл атмосферных преобразований **[5]**. Последнее свидетельствует о том, что протолит черемшанской свиты был сформирован не ранее 2.3–2.4 млрд лет назад, т.е. до насыщения атмосферы кислородом.

Хотя породы черемшанской свиты считаются одними из древнейших в регионе, данные о времени ее формирования только косвенные. Модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ метамагматических пород (эндербитов) предположительно черемшанской свиты составляет 3.84 млрд лет ($\varepsilon ND(T)$=–23.1), а возможных протолитов метаосадочных гранат-шпинель-силлиманит-кордиеритовых сланцев – 3.18 млрд лет ($\varepsilon ND(T)$=–13.2) **[6]**. Последующий метаморфизм, близких по составу ассоциаций в китойском комплексе Китойского блока, соответствует возрасту 2.5–2.6 млрд лет **[7, 8]**. Недавно получены данные о присутствии детритовых цирконов с возрастом 3.70–2.74 млрд лет в высокоглиноземистых гнейсах, указывающие на формирование их протолитов в мезоархее, но точка их отбора, судя по координатам, расположена вне развития черемшанской свиты **[9]**.

Нами были проведены исследования изотопного возраста цирконов из пород колчеданных рудопроявлений черемшанской свиты из скважин, в которых были исследованы сульфиды,



Результаты изучения цирконов из обр. Х-26/4 скв. 4.

обнаруживающие масс-независимое фракционированние изотопов серы. U-Pb исследование осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) и в лаборатории стабильных изотопов Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН локальным лазерным методом.

Исследовались три образца из трех скважин. По 13 точкам пробы Х-26/4 была построена диаграмма с конкордией, конкордантный возраст которой составляет 1866.8±7.6 млн лет (рисунок). В пробе Х-1/37 конкордантный возраст выборки из четырех цирконов соответствует 1897±6.4 млн лет, MSWD=0.93. В третьей пробе (Х-10/6) конкордантный возраст выборки из трех цирконов соответствует 1910±8 млн лет.

Полученные результаты геохронологического изучения цирконов отражают разные периоды палеопротерозойского метаморфизма и сопряженного с ним гранитообразования, широко проявленного во всех структурных элементах Присаянского краевого выступа Сибирского кратона. Каждая из изученных генераций имеет свои близкие морфологические и изотопные характеристики и фиксирует палеопротерозойские преобразования мезонеоархейских протолитов колчеданных руд. Эти данные с большой долей вероятности отражают развитие палеопротерозойского метаморфизма, сопряженного с гранитообразованием.

Мультиизотопный состав серы из сульфидов черемшанской свиты однозначно указывает на их образование из серы, прошедшей цикл атмосферных преобразований. Несмотря на высокоградиентный метаморфизм, последующие ультраметаморфические (гранитизация) и постультраметаморфические преобразования, сопровождавшиеся изменением первичного минерального состава пород, хемогенным фракционированием серы, метка осадочного источника серы в сульфидных рудах хорошо сохранилась. А это свидетельствует о том, что протолит черемшанской свиты не моложе 2.3 млрд лет. Таким образом, результаты по изотопии серы могут использоваться в качестве дополнительного фактора для реконструкции геологической истории метаморфических толщ и определения нижней возрастной границы протолита.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 17-05-00469.

[1] *Farquhar J., Bao H., Thiemens M.H.* Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle // Science. 2000. V. 289. P. 756–759.

[2] *Lasaga A.C., Otake T., Watanabe Y., Ohmoto H.* Anomalous fractionation of sulfur isotopes during heterogeneous reactions // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 268. P. 225–238.

[3] *Watanabe Y., Farquhar J., Ohmoto H.* Anomalous fractionations of sulfur isotopes during thermochemical sulfate reduction // Science. 2009. V. 324. P. 370–373.

[4] *Roerdink D.L., Mason P.R.D., Farquhar J., Reimer T.* Multiple sulfur isotopes in Paleoarchean barites identify an important role for microbial sulfate reduction in the early marine environment // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 331–332. P. 177–186.

[5] *Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Левицкий В.И., Левицкий И.В., Мехоношин А.С.* Масс-независимое фракционирование изотопов серы как инструмент решения некоторых проблем петрогенезиса рудных месторождений докембрия (на примере Присаянского (Шарыжалгайского) краевого

выступа Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 43–45.

[6] *Левицкий И.В.* Геохимия гранулитовых и зеленокаменных комплексов Присаянского выступа фундамента Сибирской платформы: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2012. 23 с.

[7] *Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Левицкий И.В., Котов А.Б., Бараш И.Г., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В.* Возраст и происхождение Китойского месторождения силлиманитовых сланцев (Восточная Сибирь) // ДАН. 2010. Т. 431. № 3. С. 386–391.

[8] *Глебовицкий В.А., Левченков О.А., Левицкий В.И., Ризванова Н.Г., Левский Л.К., Богомолов Е.С., Левицкий И.В.* Возрастные рубежи проявления метаморфизма на Китойском силлиманитовом месторождении (Юго-Восточное Присаянье) // ДАН. 2011. Т. 436. № 3. С. 351–355.

[9] *Туркина О.М., Сергеев С.А., Сухоруков В.П., Родионов Н.В.* U-Pb возраст циркона из парагнейсов в гранулитовом блоке Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): свидетельства архейского осадконакопления и формирования континентальной коры от эо- до мезоархея // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 9. С. 1281–1297.

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

2018. Выпуск 16. С. 61–62

УНИКАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛАРО-УДОКАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ) И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Д.П. Гладкочуб[1], Т.В. Донская[1], Е.В. Скляров[1], А.Б. Котов[2], В.П. Ковач[2], А.М. Мазукабзов[1]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[2] Санкт Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Каларо-Удоканский рудный узел располагается в пределах области сочленения Алданского и Станового супертеррейнов южного фланга Сибирского кратона и включает в себя три уникальных докембрийских месторождения твердых полезных ископаемых: Катугинское, Удоканское и Чинейское. Катугинское редкометалльное (Ta, Nb, Zr, Y, REE) месторождение относится к классу уникальных, так как содержит промышленные концентрации ZrO_2 (1.51 %), Nb_2O_3 (0.30 %), Ta_2O_5 (0.026 %), Y_2O_3 (0.16 %), U и РЗЭ, а его отдельные блоки несут «ураганные» содержания Ta_2O_5 (в среднем >1.0 %). Удоканское месторождение с запасами меди более 1.2 млн тонн при содержании CuO в породах свыше 2 % является крупнейшим в России и третьим в мире. Чинейское месторождение (V, Ti, Fe, Cu, PGE) по запасам ванадия является крупнейшим в мире и содержит около 2 млн тонн богатых ванадием Fe-Ti оксидов. Новые геологические, петрологические и изотопно-геохронологические данные, полученные за последние 5 лет, позволили существенным образом пересмотреть ранее сложившиеся взгляды на генезис и геодинамические условия формирования указанных выше месторождений.

Установлено, что наиболее ранние рудогенерирующие процессы в рассматриваемом рудном узле имели место еще до начала формирования единой структуры Сибирского кратона и проявились около 2.06 млрд лет назад в отдельном террейне, который в последующем был вовлечен в структуру объединенного Алданского и Станового супертеррейнов **[1]**. Эти процессы привели к формированию обогащенных рудными минералами Nb-Ta, Zr и криолитом гранитоидов Катугинского массива с возрастом ~2066–2055 млн лет **[2, 3]**, приуроченных к зоне Станового структурного шва. Вхождение террейна, вмещающего катугинские гранитоиды, в структуру кратона произошло около 1.9 млрд лет назад в ходе масштабных аккреционно-коллизионных процессов, приведших к формированию Сибирского кратона. Важно отметить, что у Катугинского месторождения имеются близковозрастные и генетические аналоги (редкометалльные месторождения-гиганты) в других древних кратонах мира: Тор Лэйк в Канаде (2.18–2.02 млрд лет), Маунт Вэлд в Западной Австралии (2.03–2.02 млрд лет) и Бушвельд в Южной Африке (2.06 – 2.05 млрд лет). Возможно, все они были образованы в едином кратонном террейне либо в близкой пространственной ассоциации нескольких блоков под воздействием единого, крайне обогащенного редкими металлами мантийного плюма. В дальнейшем этот террейн (или ассоциация блоков), вмещающий данные месторождения, мог разделиться на отдельные фрагменты, которые потом вошли в структуру различных древних кратонов.

Второй этап проявления рудогенерирующих процессов в регионе маркируется формированием Удоканского месторождения, трактовка возрастной позиции и условий формирования которого также подверглась серьезному пересмотру. Так, было установлено, что в разрез удоканской серии ранее были включены высокометаморфизованные породы кадарской серии, которые принадлежат отдельному тектоническому блоку, не имеют отношения к разрезу удоканской серии и не несут в себе медной минерализации. Данный вывод позволил начинать разрез удоканской серии со слабометаморфизованных песчаников чинейской серии. Изотопное датирование цирконов из этих песчаников показало минимальное значение возраста зерен цирконов 1.90 млрд лет, что совпадает с возрастом последних этапов складчатости и регионального метаморфизма, проявленных в пределах западной части Чаро-Олекминского геоблока Алданского супертеррейна (1.91 млрд лет) **[4]**. Верхняя возрастная граница накопления пород удоканской серии определяется возрастом прорывающих их магматических пород Чинейского массива

(1.87 млрд лет) **[5]** и гранитоидов кодарского комплекса (1.87 млрд лет) **[6]**. Таким образом, возраст отложений удоканской серии отвечает интервалу 1.90–1.87 млрд лет, при том что возраст рудогенерирующего процесса, как оказалось, очень близок к возрасту седиментации и составляет 1.89 млрд лет **[7]**. Принимая во внимание то, что основные аккреционно-коллизионные (орогенные) события в регионе проявились на рубеже 1.9 млрд лет, можно предположить, что чрезвычайно быстрое накопление отложений удоканской свиты и практически одновременное рудообразование происходили на стадии коллапса раннепротерозойского орогена.

В последующем (1.87 млрд лет назад) на постколлизионном этапе проявления рудогенерирующих процессов произошло формирование Чинейского V, Ti, Fe, Cu (+PGE) месторождения, локализованного в одноименном массиве габброидов чинейского комплекса, прорывающего отложения удоканской серии **[5, 8]**. Уникальность Чинейского месторождения обусловлена тем, что в нем отмечено сочетание титаномагнетитовых ванадийсодержащих и сульфидных (медных) руд, ассоциирующих с платиноидами. Возраст массива и оруденения 1.87 млрд лет близок к возрасту гранитоидов кодарского комплекса (1.87 млрд лет) **[6]**, что позволяет объединять их в единую габбро-гранитную ассоциацию, принадлежащую восточному окончанию Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса, протягивающегося в пределах южного фланга Сибирского кратона на расстояние более 2500 км. «Ураганное» обогащение габброидов Чинейского массива рудными компонентами позволяет предположить их привнос плюмом в верхние горизонты коры из подстилающей мантии.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 16-17-10180).

[1] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Sklyarov E.V., Kotov A.B., Vladykin N.V., Pisarevsky S.A., Larin A.M., Salnikova E.B., Saveleva V.B., Sharygin V.V., Starikova A.E., Tolmacheva E.V., Velikoslavinsky S.D., Mazukabzov A.M., Bazarova E.P., Kovach V.P., Zagornaya N.Yu., Alymova N.V., Khromova E.A.* The unique Katugin rare-metal deposit (southern Siberia): Constraints on age and genesis // Ore Geology Reviews. 2017. V. 91. P. 246–263.

[2] *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Иванов В.Э.* О возрасте Катугинского Ta-Nb-месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометалльной металлогенической эпохи // ДАН. 2002. Т. 383. № 6. С. 807–811.

[3] *Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский В.Д., Яковлева С.З.* Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометального месторождения (Алданский щит) // ДАН. 2015. Т. 463. № 2. С. 187–191.

[4] *Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В.* 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.

[5] *Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А., Сальникова Е.Б., Шапорина М.Н., Ларин А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М.* Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // ДАН. 2009. Т. 424. № 4. С. 517–521.

[6] *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Макарьев Л.Б., Тимашков А.Н., Бережная Н.Г., Яковлева С.З.* Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингрского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.

[7] *Perello J., Sillitoe R.H., Yakubchuk A.S., Valencia V.A., Cornejo P.* Age and tectonic setting of the Udokan sediment-hosted copper-silver deposit, Transbaikalia, Russia // Ore Geology Reviews. 2017. V. 86. P. 856–866.

[8] *Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А., Арискин А.А., Николаев Г.С.* Строение, состав и формирование Чинейского анортозит-габброноритового массива в Северном Забайкалье // Геохимия. 2008. № 7. С. 691–720.

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

2018. Выпуск 16. С. 63–65

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НАДСУБДУКЦИОННЫХ ОФИОЛИТОВ ПОДВОДНОЙ ГОРЫ ХАХАДЖИМА (ИДЗУ-БОНИН-МАРИАНСКАЯ СИСТЕМА ДУГА – ЖЕЛОБ)

А.Н. Голич, С.В. Высоцкий

Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, agolich@mail.ru

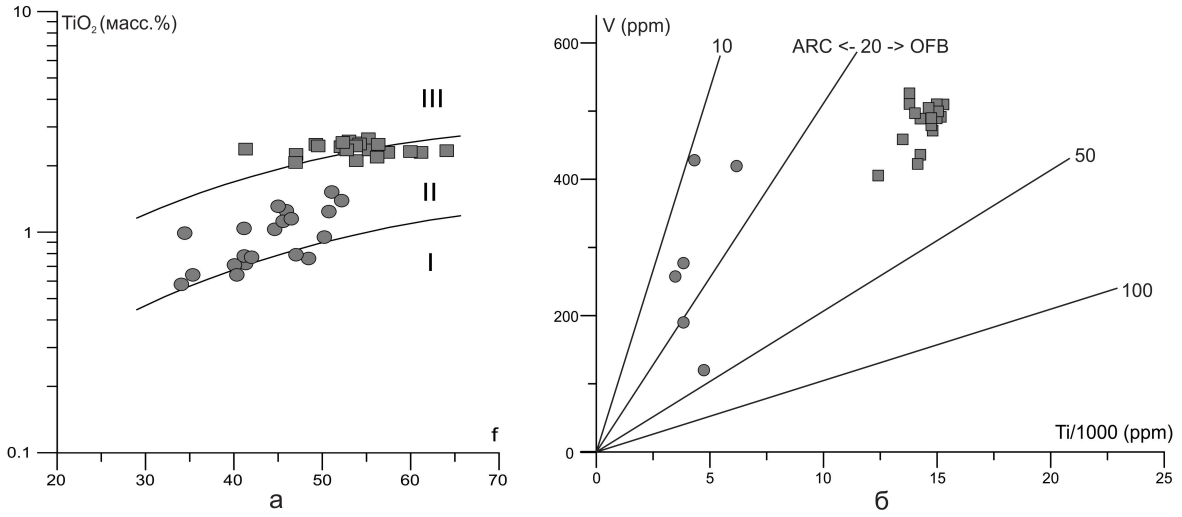
В настоящее время установлено, что вариации строения и состава офиолитов являются отражением различных тектонических условий их образования. Исследователями выделяются от двух-трех до шести-семи типов офиолитов **[1, 3]**. Они сохранили характеристики геодинамических обстановок, в которых сформировались (океанических плит, островодужных систем и т.д.), что чрезвычайно важно для реконструкции истории геологического развития конкретной территории и Центрально-Азиатского подвижного пояса в частности. Например, надсубдукционные офиолиты фиксируют формирование океанической коры во время заключительной стадии развития задугового бассейна, предшествующего коллизии.

Современным примером надсубдукционной тектонической обстановки является Идзу-Бонин-Марианская система дуга – желоб **[4]**. Отличительной особенностью этого региона является наличие многочисленных подводных гор, разбросанных на расстоянии от 20 до 120 км от центра желоба. Подводная гора Хахаджима – одна из наиболее близких к центру желоба – располагается в ~40 км к западу от зоны перехода между Идзу-Бонинской и Марианской впадинами, на востоке граничит с плато Огасавара, а на западе с одноименным хребтом. Впервые породы офиолитового комплекса (серпентиниты, гарцбургиты, дуниты, габброиды, долериты и базальты и др.) были подняты здесь в 1980 году **[5]**. Позднее, в результате неоднократных экспедиций, здесь был драгирован полный разрез офиолитовой ассоциации **[6]**. В данной работе мы приводим результаты исследования образцов, полученных одним из авторов при выполнении в 2003 году рейса KH03-3 НИС токийского университета «Hakuho-Maru».

Реститовая часть офиолитового комплекса подводной горы Хахаджима представлена деплетированными мантийными гарцбургитами, лерцолитами и дунитами. Нами изучены серпентинизированные лерцолиты и дуниты. Лерцолиты (обр. D1-001, D1-008) – массивные, мелко-среднезернистые, зеленовато-коричневые разности, основная масса которых представлена серпентином. Из первичных минералов сохранились только порфирокласты диопсида, а также ксеноморфные зерна хромита (Cr# – 60–67). Количество реликтов первичных минералов в породе не превышает 10 %. В качестве акцессорных минералов в породе присутствуют гидрогранат и магнетит. Дуниты (D1-201) представляют собой массивные, трещиноватые, интенсивно серпентинизированные породы зеленовато-серого цвета, в которых из первичных минералов сохранились только вкрапленники хромита (Cr# – 70), а из акцессориев присутствует магнетит. Образцы покрыты Mn-коркой толщиной до 1 мм. На диаграмме соотношений Mg#/Cr# фигуративные точки хромитов из ультраосновных реститов совпадают с полем надсубдукционных перидотитов. По геохимическим особенностям они отличаются высокой магнезиальностью (Mg# – 86–90), обогащенностью никелем и хромом при низких концентрациях титана и щелочей.

Кумулятивная часть офиолитового комплекса состоит из пироксенитов, верлитов и троктолитов. Из нашей коллекции был изучен образец ортопироксенита (D1-701), состоящий из энстатита с небольшими (~0.1 мм) включениями ромбического пироксена и мелкими (~0.03 мм) зернами железистого хромита (Cr# – 80–85).

Габброиды, включая Ol-габбро, Ol-габбро-нориты, габбро, габбро-нориты, нориты и Amf-габбро, по минеральному составу соответствуют как островодужному, так и MORB-типу **[6]**. Изученные нами габбро и габбро-нориты (D3-001, D1-401, D1-402) состоят в основной массе из плагиоклаза и крупных (до 3 мм) зерен пироксенов. Клино- и ортопироксены характеризуются постоянством состава и представлены авгитом и энстатитом соответственно. Из рудных минералов следует отметить ильменит, сфен и магнетит.



Дискриминантные диаграммы f/TiO_2 (*а*) и Ti/V (*б*) [8] для низко-Ti (круги) и высоко-Ti (квадраты) базальтов подводной горы Хахаджима (составы базальтов по [2, 5, 6, 9, 10] + оригинальные данные). Поля по **[1]**: I – островодужные базальты; II – толеиты океанов; III – щелочные базальты океанических островов.

Основные вулканиты офиолитового комплекса представлены долеритами и базальтами. Долериты, изученные в работе **[9]**, близки к N-MORB и по характеру распределения REE, и по их концентрации. В то же время считается, что среди базальтов распространены как известково-щелочные островодужные толеиты, так и MORB-тип толеитовых базальтов **[6, 7]**. Однако по особенностям распределения петрогенных элементов все базальты подводной горы можно разделить на два типа – низко-Ti (TiO_2<2 мас. %) и высоко-Ti (TiO_2>2 мас. %) **[10]**. На диаграмме f/TiO_2 низко-Ti базальты располагаются в полях океанических толеитов и островодужных базальтов, в то время как щелочные, высоко-Ti базальты занимают промежуточное положение между толеитами океанов и базальтами океанических островов (рисунок, *а*). Фигуративные точки низко-Ti базальтов на диаграмме Ti/V расположились в зоне, характерной для островодужных вулканитов, а высоко-Ti попадают в область задуговых базальтов и базальтов дна океана (рисунок, *б*). Основные породы горы Хахаджима на диаграммах распределения REE образуют серию субпараллельных кривых, что может указывать на происхождение пород из общего магматического источника, близкого к N-MORB.

Островодужный вулканизм горы Хахаджима представлен бонинитовой и адакитовой магматическими сериями. В бонинитовую серию входят бониниты, Ol-бониниты, Br-бониниты, бонинитовые андезиты и дациты. Нами изучены образцы бонинитов и бонинитовых андезитов (D3-003, D3-012). Для анализа привлекались опубликованные данные **[7]**. Бониниты состоят из стекловатой массы, в которой развиты зональные зерна ортопироксена. Шпинель в бонинитах высокохромистая (Cr# – 82–88) и умеренно магнезиальная (Mg# – 50). Основная масса андезитов представлена микролитами стекла и плагиоклаза с крупными вкрапленниками зерен клинопироксена и Ca-плагиоклаза. На диаграмме распределения РЗЭ бонинитовые вулканиты образуют ряд субпараллельных хондриту кривых с постепенным накоплением всех элементов от Br-бонинитов к бонинитовым дацитам. Адакитовая серия представлена высокомагнезиальными андезитами, дацитами и небольшим количеством риолитов **[6]**. Все адакиты выделяются обогащением LREE по отношению к HREE, высокими содержаниями Sr и низкими концентрациями Y. Среднее значение магнезиальности в породах Mg# – 79, никеля Ni – 433 ppm. Для вулканитов бонинитовой и адакитовой серии характерна Nb-Ta отрицательная аномалия **[7]**.

Анализ показывает, что мантийные реститы офиолитового комплекса подводной горы Хахаджима представлены серпентинизированными гарцбургитами, лерцолитами и дунитами, состав шпинели из которых соответствует надсубдукционным перидотитам. Основные офиолитовые породы образуют единую серию, накапливая редкоземельные и микроэлементы с увеличением степени дифференциации пород. При этом высоко-Ti базальты обладают повышенной щелочностью и по сравнению с N-MORB, и по сравнению с остальными породами, а по содержанию подвижных элементов близки к щелочным OIB. Островодужный вулканизм, представленный бонинитовой и адакитовой сериями, происходил примерно 40–45 млн лет назад **[7]**. На

основании изученного материала может быть выдвинуто предположение о формировании офиолитового комплекса подводной горы Хахаджима в обстановке задуговой или междуговой впадины более 45 млн лет назад.

[1] *Высоцкий С.В.* Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 196 с.

[2] *Говоров И.Н.* Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.

[3] *Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии.* Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.

[4] *Dilek Y., Furnes H.* Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Geological Society of America Bulletin. 2011. V. 123. P. 387–411.

[5] *Ishii T.* Dredged samples from the Ogasawara fore-arc seamount or "Ogasawara Paleoland" fore-arc ophiolite // Formation of active ocean margins / Ed. N. Nasu. Tokyo: TERRAPUB, 1985. P. 307–342.

[6] *Ishiwatari A., Yanagida Y., Li Y.B., Ishii T., Haraguchi S., Koizumi K., Umeka M.* Dredge petrology of the boninite-and adakite-bearing Hahajima Seamount of the Ogasawara (Bonin) forearc: An ophiolite or a serpentinite seamount? // Island Arc. 2006. V. 15. P. 102–118.

[7] *Li Y.B., Kimura J.I., Machida S. et al.* High-Mg adakite and low-Ca boninite from a Bonin fore-arc seamount: implications for the reaction between slab melts and depleted mantle // Journal of Petrology. 2013. V. 54. P. 1149–1175.

[8] *Shervais J.W.* Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas// Earth and Planetary Science Letters. 1982. V. 59. P. 101–118.

[9] *Yamamoto K., Masutani Y., Nakamura N. et al.* REE characteristics of mafic rocks from a fore-arc seamount in the Izu-Ogasawara region, western Pacific // Geochemical Journal. 1992. V. 26. P. 411–423.

[10] *Yatsuka S., Okamura S., Sakamoto I. et al.* Diverse geochemical signatures in MORB-like basalts dredged from the trench slope of the Ogasawara Ridge and the Hahajima Seamount (implications for the origin of the tectonic event in the Izu-Bonin fore arc) // 岩石鉱物科学. 2010 V. 39. P. 171–189 (in Japanese with English abstracts).

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

2018. Выпуск 16. С. 66–68

ВОЗМОЖНЫЕ СВЯЗИ СУБДУКЦИОННОГО И ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА В ЗОНЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СИБИРСКОГО КОНТИНЕНТА И ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

И.В. Гордиенко

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

Зоны субдукции являются важнейшими структурными элементами окраин как современных, так и древних океанов. Зоны субдукции и субдукционный магматизм характерны для деструктивных (конвергентных) обстановок Земли. К этим обстановкам относятся островные дуги, активные континентальные окраины и зоны коллизий (континентальная субдукция). При изучении механизма движения литосферных плит была установлена конвекция в верхней мантии и астеносфере как главная движущая сила тектоники плит. Важнейшим ее следствием, с одной стороны, является спрединг – рождение океанической коры, с другой – субдукция океанических плит, ее частичное переплавление и образование новой континентальной коры. Конвекция возможна только при наличии внутреннего источника тепла, генерация которого связана с термохимическими процессами на границе ядро – нижняя мантия. Современные геодинамические модели опираются на вариант многослойной конвекции в мантии, в результате чего осуществляется перенос тепла от этой границы. Зоны субдукции отвечают погружающейся (субдуцируемой) в мантию пластине литосферы (слэба) мощностью 80–100 км. При этом слэбы не являются монолитными пластинами, а представляют собой мощные зоны деформации и расслоения. На определенной глубине вещество слэбов обезвоживается и плавится с «впрыскиванием» расплава и летучих компонентов в надсубдукционный мантийный клин, что также вызывает его частичное плавление, внедрение магмы в верхние горизонты коры и островодужный вулканизм **[4, 5]**.

Необходимо отметить, что в нашей стране уже около 30 лет назад были разработаны модели магматической эволюции островных дуг, которые не потеряли своей актуальности до настоящего времени **[1].** Это дало толчок к детальному изучению островодужного магматизма не только современных островных дуг, но и древних дуг Палеоазиатского, Уральского, Монголо-Охотского и других палеоокеанов. В настоящее время среди древних дуг выделяются юные примитивные энсиматические и зрелые энсиалические дуги. Н.Л. Добрецовым **[5]** была установлена секториальность зоны субдукции в верхней части субдуцирующей океанической плиты, надсубдукционной мантии и литосферы, где выделяется пять секторов и три типа вулканизма, которые изменяются от толеит-бонинитовых до щелочно-базальтовых серий. Положение границ секторов и вулканических зон зависит от температурного режима субдуцирующей плиты и надсубдукционного мантийного клина. Дополнительный перенос осуществляют мантийные плюмы. При этом периоды усиления плюмовой активности, как правило, совпадают с ослаблением или замедлением процессов субдукции.

В последнее время появился ряд работ о связи островодужного магматизма с плюмовым. Впервые на это обратил внимание С. Маруяма **[11],** который провел детальное исследование западной окраины Тихого океана и показал, что формирование конвергентных границ западнотихоокеанского типа происходило в условиях взаимодействия континентальной литосферы с горячей областью мантии. Ширина этой зоны достигает нескольких тысяч километров в поперечнике. Эта проблема также поднималась и подробно анализировалась российскими исследователями **[6, 9]**. Установлено, что в субдукционных зонах «холодное» океаническое литосферное вещество слэбов проникает до глубины 660 км (граница верхней и нижней мантии) и там скапливается, затем частично, в виде капель, обогащенных оксидами железа, оседает в слое D” (граница ядра нижней мантии). Поступающее вещество под влиянием высокой температуры и летучих компонентов, идущих от ядра, плавится и поднимается к верхним горизонтам литосферы в виде плюмов **[6, 11]**. По сути, субдукция «разгоняет» тепловую машину и запускает механизм формирования плюмов, а плюмы «отводят» избыток тепла, обеспечивают

период релаксации и дают толчок новому этапу спрединга. Объемы мантийных плюмов будут зависеть от количества субдуцируемых слэбов, т.е. от протяженности активных конвергентных границ.

Для исследования субдукционного магматизма в пределах активной окраины западно-тихоокеанского Сибирского континента значительный интерес представляет Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), возникший на месте Палеоазиатского океана. Сегодня известно, что за время существования этого океана в его пределах формировались и исчезали тектонические структуры различной геодинамической природы: энсиматические и энсиалические островные дуги, внутриокеанические вулканические острова и плато (симаунты и гайоты) и рифтовые долины с различной скоростью спрединга океанической коры, окраинные и внутренние моря, пассивные и активные континентальные окраины западно-тихоокеанского, калифорнийского и андийского типа **[3].** Мы полагаем возможным, что вся сибирская неопротерозойская окраина ПАО после распада Родинии уже на ранней стадии его развития характеризовалась дискретным по времени субдукционным магматизмом и была обрамлена системой разнообразных по типу магматизма островных дуг. По имеющимся расчетам, струи термохимического плюма диаметром около 100 км проходят до подошвы литосферы за 1.5–5.0 млн лет. Растекание шляпок плюма возможно в течение 7–15 млн лет **[4].** Вероятно, такие цифры вполне применимы для неопротерозоя и раннего палеозоя.

С учетом длительной (более 350 млн лет) истории развития и значительных размеров неопротерозойской активной окраины Сибири не остается сомнения в том, что мантийное вещество в это время играло значительную роль в тектонике и геодинамике ПАО. Плавление многочисленных слэбов, погружающихся в зонах субдукции островных дуг, спровоцировало формирование крупного мантийного плюма или серии плюмов на рубеже 770 и 640 млн лет. В это время резко активизировались процессы распада Родинии и спрединг в океанах **[3, 6]**. Произошла перестройка активной окраины ПАО, в том числе в результате аккреционных событий. Тем не менее субдукционный магматизм не был прекращен, закономерно меняется его специфика от толеитовой к известково-щелочной и субщелочной. Растет объем средних и кислых изверженных пород. При этом можно с уверенностью говорить о совмещении на конвергентной границе ПАО и Сибирского палеоконтинента вулканической активности островодужного и плюмового типа. Среди проявлений плюмового магматизма возникают рудоносные карбонатитовые, щелочно-ультрабазитовые, щелочные и другие комплексы **[6]**.

Раннекаледонский этап геодинамического развития рассматриваемого региона является одним из важнейших эпизодов формирования складчатой структуры южного обрамления Сибирской платформы. Тектоническая история раннекаледонских структур напрямую связана с историей заложения, развития и закрытия Палеоазиатского океана. Венд-раннепалеозойские офиолитовые и островодужные ассоциации складчатого обрамления юга Сибирской платформы по составу и структурному положению в основном отвечают геодинамическим обстановкам западно-тихоокеанского типа – окраинных морей, островных дуг, активных и пассивных континентальных окраин, спрединговых зон и зон трансформных разломов на границе континент–океан. Океаническая кора ПАО субдуцировала под островные дуги. Это было показано по палеомагнитным данным и в хорошо изученной нами Джидинской островодужной системе. При этом плюмовый магматизм на раннем этапе (венд – ранний кембрий) проявлен наиболее ярко. С ним связано формирование океанических плато и островов, широко представленных среди офиолитовых комплексов ЦАСП. Фрагменты палеосимаунтов описаны нами в составе Джидинской вулканической дуги энсиматического типа **[2, 8]**. Подобные внутриплитные комплексы отмечаютя в Озерной зоне **[9]**, Горном Алтае **[7]** и во многих других районах Алтае-Саянской области, связанных с венд-кембрийским островодужным и плюмовым магматизмом. Кроме палеосимаунтов, связанных с горячими точками, среди плутонических комплексов каледонид сформировались целые провинции щелочных пород с карбонатитами в Кузнецком Алатау, Восточном Саяне, на Витимском плоскогорье.

Представленный анализ показывает, что субдукционный магматизм неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраин Палеоазиатского океана невозможно отрывать от плюмового. Эти процессы сопряжены и играли самую значительную роль в истории формирования ЦАСП. Все переломные этапы в истории развития ПАО, включая кембро-ордовикский, четко сопоставляются с активностью мантийных плюмов **[3, 9].** При этом пульсы плюмовой активности, традиционно связываемые с распадом палеоконтинентов и открытием океанов, могут быть сопоставлены и с периодами ускорения амальгамации островодужных террейнов, т.е. напрямую коррелироваться с процессами субдукции. При этом смена режима конвергентных

границ режимом внутриконтинентальной коллизии стала следствием перекрытия континентом горячих точек мантии, существовавших до этого в пределах ПАО **[10]**.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 15-05-01633а).

[1] *Богатиков О.А., Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.

[2] *Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртогоо О.* Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде – палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 120–140.

[3] *Гордиенко И.В., Метелкин Д.В.* Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 91–108.

[4] *Добрецов Н.Л.* Геологические следствия теории термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 587–604.

[5] *Добрецов Н.Л.* Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционного магматизма // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 88–110.

[6] *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.

[7] *Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш.* Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 4. С. 335–356.

[8] *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.

[9] *Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А.* Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1831–1850.

[10] *Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstruction of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. 2010. V. 102. P. 29–59.

[11] *Maruyama S., Santosh M., Zhao D.* Superplume, supercontinent, and postperovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core – mantle boundary // Gondwana Research. 2007. V. 11. P. 7–37.

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

2018. Выпуск 16. С. 69–70

Pb-Pb ВОЗРАСТ ДОЛОМИТОВ БИЛЛЯХСКОЙ СЕРИИ (АНАБАРСКОЕ ПОДНЯТИЕ, СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ)

И.М. Горохов[1], А.Б. Кузнецов[1], Г.В. Овчинникова[1], И.М. Васильева[1], Н.Г. Ризванова[1], Г.В. Липенков[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

Анабарское поднятие является одним из наиболее крупных выходов фундамента Сибирской платформы и расположено на ее северной окраине. Слагающие центральную часть Анабарского поднятия высокометаморфизованные архейские и нижнепротерозойские породы фундамента платформы перекрыты верхнепротерозойско-палеозойским осадочным чехлом. Верхнепротерозойский (рифейский) разрез чехла Анабарского поднятия является одним из опорных в Северной Сибири.

Интенсивное биостратиграфическое изучение рифейских пород Анабарского поднятия во второй половине двадцатого столетия значительно опередило в этом районе изотопно-геохронологические исследования (обобщение и интерпретацию см. в работе **[1]**). Из-за малого количества вулканогенных образований, доступных для датирования U-Pb и Sm-Nd методами, использовались главным образом Rb-Sr и K-Ar геохронометры – глобулярные и тонкозернистые слоистые силикаты глауконитового и иллитового состава. Определение U-Pb возраста бадделеитов из даек и силлов в осадочных породах чехла Анабарского поднятия было предпринято лишь в начале нынешнего века в связи с палеомагнитными исследованиями **[2, 3]**. Однако положение этих магматических пород в рифейском разрезе до сих пор установлено недостаточно точно, что не позволяло прийти к более надежным стратиграфическим выводам. В связи с этим изотопно-геохронологические исследования на материале собственно осадочных пород Анабарского поднятия являются весьма актуальными. В предлагаемой работе мы представляем результаты U-Pb датирования доломитов билляхской серии, которые способствуют новому пониманию истории позднепротерозойского осадконакопления в этом регионе.

Наиболее представительная последовательность верхнепротерозойских отложений чехла Анабарского поднятия вскрыта вдоль северо-западного склона поднятия, где эти отложения залегают с угловым несогласием и местами с корой выветривания на породах фундамента. Базальные горизонты указанной последовательности расчленяются на две контрастные по составу и условиям формирования серии – нижнюю терригенную мукунскую и вышележащую преимущественно карбонатную билляхскую. На западном склоне Анабарского массива различные горизонты билляхской серии трансгрессивно и местами с небольшим несогласием перекрываются породами старореченской свиты верхнего венда.

Билляхская серия объединяет три свиты (снизу вверх) – усть-ильинскую, котуйканскую и юсмастахскую. Две последние сложены строматолитовыми и окремненными доломитами с редкими прослоями глинистых и алевритисто-песчанистых доломитов и мергелей, а иногда и аргиллитов. Изотопно-геохронологическое изучение доломитов проведено в образцах котуйканской и юсмастахской свит, вскрытых в долине р. Котуйкан.

Концентрации U и Pb и изотопный состав Pb определены в 21 образце доломитов билляхской серии (в 6 образцах котуйканской свиты и 15 образцах юсмастахской). Содержание некарбонатной примеси в изученных образцах составляет 1–6 %. Доломиты котуйканской свиты содержат 0.0346–0.1810 мкг/г U и 0.301–5.200 мкг/г Pb, причем отношение $^{238}U/^{204}Pb$ в этих породах изменяется в диапазоне 0.685–29.100. Изотопное отношение $^{206}Pb/^{204}Pb$ в доломитах котуйканской свиты варьируется в диапазоне 17.181–25.952, отношение $^{207}Pb/^{204}Pb$ – в диапазоне 15.505–16.250 и отношение $^{208}Pb/^{204}Pb$ – в диапазоне 36.568–37.811. В доломитах юсмастахской свиты содержание U колеблется в пределах 0.024–0.401 мкг/г, а Pb – в пределах

0.032–0.702 мкг/г. Изотопные отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ в этих породах лежат соответственно в пределах 18.900–39.960, 15.685–17.656 и 36.763–41.948.

На графике в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{207}Pb/^{204}Pb$ 18 фигуративных точек, представляющих все билляхские доломиты, располагаются вдоль прямой линии, которая отвечает возрасту 1513±35 млн лет. Таким образом, Pb-Pb анализ карбонатной составляющей доломитов котуйканской и юсмастахской свит билляхской серии впервые дает прямую изотопно-геохронологическую характеристику осадочных пород чехла Анабарского поднятия и, в сочетании с опубликованными ранее Rb-Sr результатами для глауконита нижележащей усть-ильинской свиты **[4]**, позволяет предполагать, что осадки всех трех карбонатных свит билляхской серии отлагались в ходе единого непродолжительного цикла около 1.5 млрд лет назад.

Этот вывод подкрепляется хемостратиграфическими C- и Sr-изотопными данными для доломитов билляхской серии **[5–7]**, которые показывают, что за время накопления отложений серии величины $\delta^{13}C$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в указанных отложениях варьировались в узких пределах, соответственно от –3.0 до +1.0 ‰ PDB и от 0.70451 до 0.70519. Эти изотопные значения характерны для морских карбонатных отложений первой половины мезопротерозоя.

Накопление мелководных карбонатных осадков билляхской серии в середине мезопротерозоя предполагает кратковременное затопление северного края Сибирского кратона. Последовавший позднее длительный перерыв в карбонатном накоплении (около 1 млрд лет) указывает на регрессию и высокое континентальное стояние этого края Сибирского палеоконтинента вплоть до позднего венда.

Полученные результаты с высокой степенью надежности свидетельствуют о принадлежности всей осадочной последовательности, объединяемой под названием билляхской серии, к нижнему рифею и ставят точку в дискуссиях о возрастном положении ее отдельных стратиграфических подразделений, которые сопровождали биостратиграфическое, хемостратиграфическое и изотопно-геохронологическое изучение пород серии на протяжении полувека. Эти результаты следует учесть и при очередном геологическом картировании, так как в Анабаро-Вилюйской серийной легенде последнего издания геологической карты листа R-48 **[8]** в составе билляхской серии без достаточных оснований выделено несколько свит, считающихся разновозрастными.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00367).

[1] *Зайцева Т.С., Семихатов М.А., Горохов И.М., Сергеев В.Н., Кузнецов А.Б., Ивановская Т.А., Мельников Н.Н., Константинова Г.В.* Изотопная геохронология и биостратиграфия рифейских отложений Анабарского массива, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 3–29.

[2] *Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A. et al.* Integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology of mafic dikes of the eastern Anabar Shield region, Siberia: implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // The Journal of Geology. 2000. V. 108. P. 381–401.

[3] *Эрнст Р.Е., Округин А.В., Веселовский Р.В., Камо С.Л., Гамильтон М.А., Павлов В.Э., Сёдерлунд У., Чемберлейн К.Р., 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. 833–855.

[4] *Горохов И.М., Семихатов М.А., Друбецкой Е.Р. и др.* Rb-Sr и K-Ar возраст осадочных геохронометров нижнего рифея Анабарского массива // Известия АН СССР, серия геологическая. 1991. № 7. С. 17–32.

[5] *Покровский Б.Г., Виноградов В.И.* Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // ДАН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245–1250.

[6] *Knoll A.H., Kaufman A.J., Semikhatov M.A.* The carbon-isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean succession from Northwestern Siberia (Anabar massif, Turukhansk uplift) // American Journal of Science. 1995. V. 295. P. 823–850.

[7] *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 (в печати).

[8] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилюйская. Лист R-48 – Хатанга. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 293 с.

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

2018. Выпуск 16. С. 71–73

ИЗОТОПНЫЕ Sm-Nd ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОНОНСКОГО И ЯНКАНСКОГО ТЕРРЕЙНОВ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Д.А. Григорьев, С.И. Дриль, Ю.В. Носкова, С.А. Сасим

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

Изотопные Sm-Nd системы магматических пород и осадочных образований широко используются для выявления изотопной структуры и особенностей формирования вещественного состава континентальной коры, позволяя прояснить характер распределения блоков коры различного изотопного возраста и вещественного состава в структуре платформ и обрамляющих складчатых поясов. Создание адекватной геодинамической модели истории развития Монголо-Охотского орогенного пояса (МОП) невозможно без Sm-Nd изотопно-геохимических исследований вещества осадочных пород, формировавшихся на разных этапах его эволюции. МОП на всем своем протяжении маркируется вулканогенно-осадочными образованиями террейнов аккреционных клиньев или призм, объединенных в составе Ононского и Янканского террейнов **[1]**. Наиболее представительными объектами исследований в пределах Ононского террейна являются метаосадочные породы ононской, чиндантской, усть-борзинской свит, а в пределах Янканского – метаосадочные образования (S?-D) бассейна р. Тукси.

Значения модельного возраста TNd(DM-2) для пород ононской, чиндантской и усть-борзинской свит демонстрируют некоторое уменьшение значений модельного Sm-Nd возраста с омоложением геологического возраста пород: 1050–1570 Ma, 1080–1100 Ma и 755–1350 Ma соответственно. Это свидетельствует о закономерной смене изотопных составов источников осадочного материала от более «древних» к более «молодым». Подобная тенденция намечается и в поведении величины eNd(t) пород (рис. 1). Изотопный состав Nd в исследованных метаосадочных породах характеризуется главным образом слабоотрицательными величинами eNd(t)= –7.0…–0.7), но присутствуют и слабоположительные значения eNd(t)=0.7–4.8. Последние наблюдаются только в отложениях чиндантской и усть-борзинской свит и могут свидетельствовать о привносе более молодого вулканогенного материала.

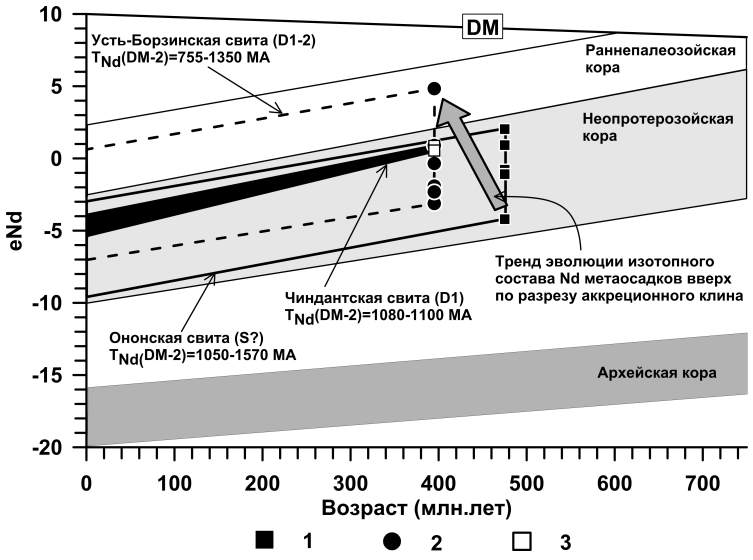


Рис. 1. Диаграмма eNd – T для метаосадочных пород Ононского террейна аккреционного клина МОП. *1* – метаосадочные породы ононской свиты; *2* – метаосадочные породы усть-борзинской свиты; *3* – метаосадки чиндантской свиты.

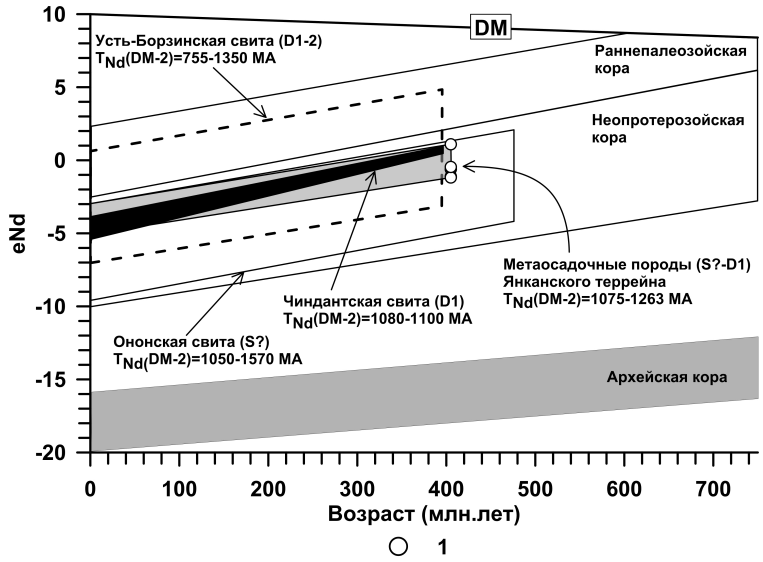


Рис. 2. Диаграмма eNd–T для метаосадочных пород Янканского террейна аккреционного клина МОП. *1* – метаосадочные породы толщи S?-D1-2 бассейна р. Тукси.

Исследованные метатерригенные породы тунгалинской и дугдинской свит Янканского террейна имеют изотопные Sm-Nd характеристики, аналогичные породам Ононского террейна (рис. 2). Значения модельного возраста TNd(DM-2) лежат в пределах 1075–1263 МА при слабой изменчивости величин eNd(t)= –1.2…+1.1.

В целом очевидно, что Sm-Nd изотопные характеристики метаосадочных пород Ононского и Янканского террейнов МОП, обладая величинами eNd(t)=–7.0…+0.7, 1050–1570 Ma, соответствуют области эволюции изотопного состава Nd неопротерозойской коры Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП). Можно заключить, что главным источником осадочного материала, поступавшего в Монголо-Охотский палеоокеанический бассейн, служила континентальная кора сопредельных орогенных образований ЦАОП. Имеющиеся к настоящему времени региональные Sm-Nd изотопные данные **[2, 3]** – TNd(DM-2)=1210–1470 Ma – позволяют связать источник сноса осадочного материала с южной группой террейнов, обрамляющих МОП, и прежде всего с Аргунским супертеррейном.

Породы террейнов северного обрамления МОП, например Западно-Станового, обладают существенно иными Sm-Nd изотопными характеристиками – TNd(DM-2)>1800 Ma **[2]** – и поэтому не могут рассматриваться в качестве значимого источника осадочного материала. Ювенильная добавка корового материала из синхронных островных дуг и активных континентальных окраин – eNd(t)=+2.8…+6.4) при TNd(DM-2)=550–850 Ma **[4]**, идентифицируемая в единичных пробах (eNd(t)=4.8, TNd(DM-2)=755 Ma), играла подчиненную роль.

Таким образом, Sm-Nd изотопные характеристики метаосадочных пород Ононского и Янканского террейнов МОП, обладая величинами eNd(t)= –7.0…+0.7, 1050–1570 Ma, соответствуют области эволюции изотопного состава Nd неопротерозойской коры Центрально-Азиатского орогенного пояса. Источник сноса осадочного материала в палеобассейн был связан преимущественно с южной группой террейнов, обрамляющих МОП, и прежде всего с Аргунским супертеррейном. Ювенильная добавка корового материала из синхронных островных дуг и активных континентальных окраин играла подчиненную роль.

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

[1] *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С. 7–41.

[2] *Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Котов А.Б. и др.* Источники и области сноса палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических и U-Pb геохронологических (LA ICP MS) исследований // Геохимия. 2015. № 6. С. 539–550.

[3] *Дриль С.И., Носкова Ю.В., Бельков Д.А.* Изотопные Sm-Nd характеристики субдукционно-аккреционных комплексов Монголо-Охотского пояса и роль последних в процессах гранитообразования // Современные направления развития геохимии: Материалы Всероссийского совещания, посвященного

100-летию академика Л.В. Таусона (18–23 сентября 2017 г., г. Иркутск). Иркутск: ИГХ СО РАН, 2017. С. 59.

[4] *Дриль С.И., Сандимирова Г.П., Ильина Н.Н., Чуканова В.С., Спиридонов А.М.* Изотопные Sm-Nd характеристики комплексов ювенильной коры Монголо-Охотского пояса и роль последней в процессах гранитообразования // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 128–132.

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

2018. Выпуск 16. С. 74–76

ГЛОБАЛЬНАЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ СРЕДНЕЙ ЮРЫ ПО БРАХИОПОДАМ

В.С. Гриненко, В.В. Баранов

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

Данная работа продолжает серию публикаций по палеогеографии и палеобиогеографии среднего палеозоя – раннего мезозоя **[1–3]**. В этот временной интервал наша планета была представлена тремя суперконтинентами: Пацифидой, Афалией и Аразией и двумя континентами – Гипербореей и Антарктидой, разделенными мелководными шельфовыми бассейнами. В средней юре через материк Аразия распространялся морской бассейн с названием Русское море (рисунок). Палеозоохории наивысшего ранга были представлены Экваториальной, Бореальной и Нотальной надобластями (Superrealm). В Экваториальной надобласти выделяются Альпийско-Меланезийско-Китайская и Западно-Южно-Американская области (Realm), в составе первой выделяются Европейская, Северо-Африканская, Кавказско-Крымская, Русская, Аравийская, Памирская, Тибетская, Таиландско-Индонезийская и Китайская провинции. **Европейская** провинция была ограничена территорией Западной Европы. Она характеризуется наивысшим родовым разнообразием и представлена 47 родами и подродами брахиопод: *Apringia, ?Soaresirhynchia, Pseudogibbirhynchia, Septocrurella, Calvirhynchia, Sulcirostra, Prionirhynchia, Homeorhynchia, Rhynchonelloidea* (*Rhynchonelloidea*)*, Rhynchonelloidea (Aalenirhynchia), Ptichorhynchia, Rhynchonelloidella, Cubanirhynchia, Trichorhynchia, Acantothyropsis, Austriellulla, Praemonticlarella,. Maxillirhynchia, Nannirhynchia, Tetrarhynchia* (*Tetrarhynchia*)*, Quadratirhynchia, Moorellina, Thecidella, Lodoidothyris, Avonothyris, Chartonithyris, Colosia, Dolichobrochus, Pseudoglossothyris, Sphaeroidothyris, Stiphrothyris, Wattonithyris, Antiptychina, Aulacothyris, Bazardarella, Cincta, Digonella, Obovothyris, Rugitela, Uniptychina, Aulacothyris, Ornithella, Eudesia, Flabellothyris, Hamptonina* и *Zellania.* **Северо-Африканская** провинция представлена 16 родами и подродами: *Apringia, ?Soaresirhynchia, Pseudogibbirhynchia, Homeorhynchia, Rhynchonelloidea,* (*Rhynchonelloidea*)*, Ptichorhynchia, Rhynchonelloidella, Nannirhynchia, Tetrarhynchia (Tetrarhynchia), Quadratirhynchia, Avonothyris, Bihenithyris, Pseudoglossothyris, Striithyris, Eudesia* и *Sphriganaria*. В ней присутствуют 14 общих родов с Европейской провинцией. Индекс общности Чекановского-Съеренсена между ними равен 0.3, что свидетельствует о стабильных связях между ними. **Кавказско-Крымская** провинция располагалась на территории Крыма, Кавказа и Турции. Она представлена 11 родами и подродами: *Sulcirostra, Prionirhynchia, Homeorhynchia, Rhynchonelloidea (Rhynchonelloidea), Rhynchonelloidella, Cubanirhynchia, Trichorhynchia, Acantothyropsis, Maxillirhynchia, Tetrarhynchia (Tetrarhynchia)* и *Gusarella.* Она характеризуется десятью общими родами с Европейской и четырьмя общими родами с Северо-Африканской провинцией. Индекс общности Чекановского-Съеренсена (ИО) между ними равен соответственно 0.26 и 0.26, что свидетельствует о существовании стабильных связей между ними. **Русская** провинция располагалась на востоке европейской части России, в акватории Русского моря, в зоне экотона между Бореальной и Экваториальной надобластями, и была представлена двумя родами – *Rhynchonelloidella* и *Wattonithyris*, общими с Европейской провинцией. Индекс общности Чекановского-Съеренсена между ними составляет 0.08, что свидетельствует о существовании слабых связей между ними. **Аравийская** провинция занимала северную территорию Аравийского полуострова и характеризовалась 16 родами: *Conarosia, Arabatia, Dolichobrochus, Ectiphoria, Stiphrothyris, Striithyris,Wattonithyris, Mycerosia, Obovothyris, Parathyridina, Polyplectella, Apothyris, Flabellothyris, Praeudesia, Sphriganaria* и *Xenorina.* В ней распространены два общих рода с Северо-Африканской провинцией (ИО=0.1), что свидетельствует о слабых связях между ними. **Памирская** провинция располагалась на территории одноименной горной системы и характеризуется 8 родами: *Almorhynchia, Apringia, Pseudogibbirhynchia, Bazardarella, Kuntella, Ajukuzella* и *Polyplectella*. Она имела очень слабые биогеогра-

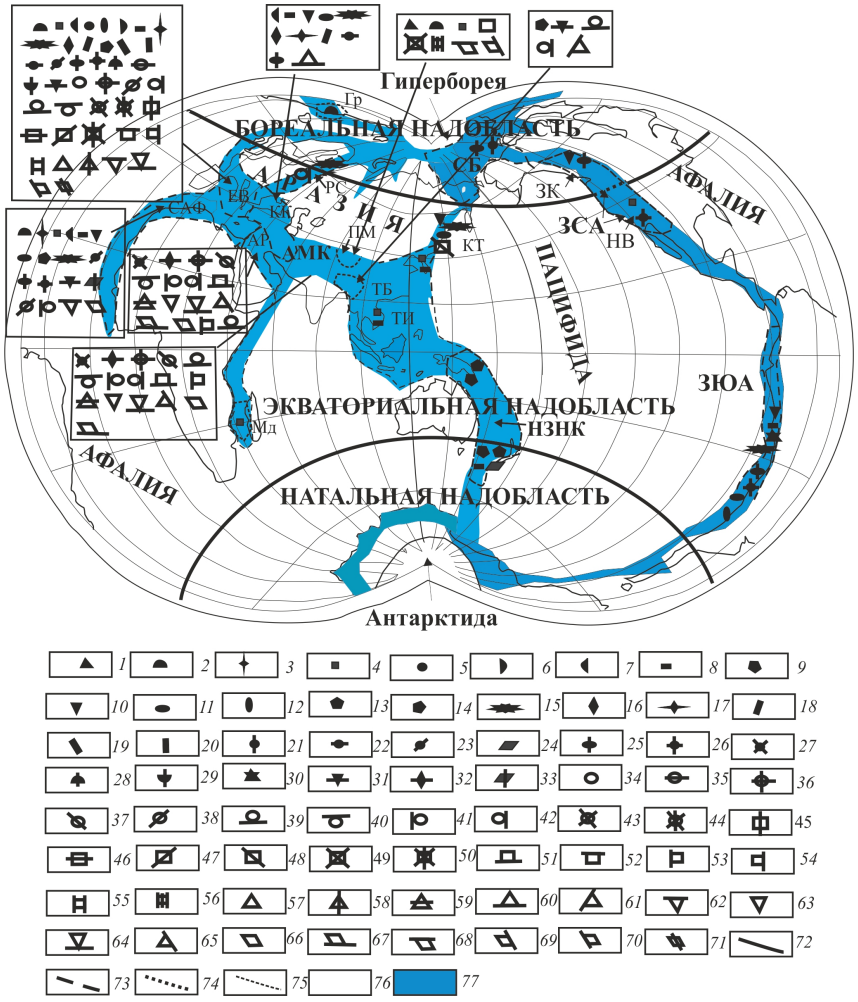


Схема палеогеографии и палеобиогеографии средней юры по брахиоподам: Биогеографические области: АМК – Альпийско-Меланезийско-Китайская, ЗСА – Западно-Северо-Американская, ЗЮА – Западно-Южно-Американская, НКНЗ – Новокаледонско-Новозеландская; провинции: АР – Аравийская, ЕВ – Европейская, ЗК – Западно-Канадская, КК – Кавказско-Крымская, КТ – Китайская, НВ – Невадская, ПМ – Памирская, РС – Русская, САФ – Северо-Африканская, ТИ – Таиландско-Индонезийская, ТБ – Тибетская, районы: Гр – Гренландский, Мд – Мадагаскарский. *1–71* – родовой состав брахиопод: *1 – Almorhynchia, 2 – Apringia, 3 – ?Soaresirhynchia, 4 – Pseudogibbirhynchia, 5 – Septocrurella, 6 – Calvirhynchia, 7 – Sulcirostra, 8 – Prionirhynchia, 9 – Herangirhynchia, 10 – Homeorhynchia, 11 – Rhynchonelloidea (Rhynchonelloidea), 12 – Rhynchonelloidea (Aalenirhynchia), 13 – Caledonirnynchia, 14 – Ptichorhynchia, 15 – Rhynchonelloidella, 16 – Cubanirhynchia, 17 – Trichorhynchia, 18 – Acantothyropsis, 19 – Austriellulla, 20 – Praemonticlarella, 21 – Holcorhynchia, 22 – Maxillirhynchia, 23 – Nannirhynchia, 24 – Auklandirhynchia, 25 – Tetrarhynchia (Tetrarhynchia), 26 – Quadratirhynchia, 27 – Conarosia, 28 – Moorellina, 29 – Thecidella, 30 – Lodoidothyris, 31 – Avonothyris, 32 – Arabatia, 33 – Bihenithyris, 34 – Chartonithyris, 35 – Colosia, 36 – Dolichobrochus, 37 – Ectiphoria, 38 – Pseudoglossothyris, 39 – Sphaeroidothyris, 40 – Stiphrothyris, 41 – Striithyris, 42 – Wattonithyris, 43 – Antiptychina, 44 – Aulacothyris, 45 – Bazardarella, 46 – Cincta, 47 – Digonella, 48 – Eoantiptychia, 49 – Kuntella, 50 – Lazella, 51 – Mycerosia, 52 – Obovothyris, 53 – Parathyridina, 54 – Rugitela, 55 – Uniptychina, 56 – Ajukuzella, 57 – Aulacothyris, 58 – Ornithella, 59 – Polyplectella, 60 – Gusarella, 61 – Paragusarella, 62 – Eudesia, 63 – Apothyris, 64 – Flabellothyris, 65 – Praeudesia, 66 – Sphriganaria, 67 – Xenorina, 68 – Coriothyris, 69 – Vandobiella, 70 – Hamptonina, 71 – Zellania*; *72–75* – границы: *72* – надобластей, *73* – областей, *74* – провинций, *75* – районов; *76* – суша; *77* – вода.

фические связи с Европейской (ИО=0.07), Северо-Африканской (ИО=0.14) провинциями и не имела связей с Кавказско-Крымской провинцией (ИО=0). На востоке о. Мадагаскар продолжает существовать **Мадагаскарский** биогеографический район, представленный родом *Pseudogibbirhynchia*. **Тибетская** провинция занимала территорию современного Тибета и характеризуется пятью родами: *Ptichorhynchia, Avonothyris, Sphaeroidothyris, Wattonithyris* и *Paragusarella.* Она характеризуется отсутствием биогеографических связей с Памирской (ИО=0) и Кавказско-Крымской провинциями (ИО=0) и очень слабыми связями с Европейской провинци-

ей (ИО=0.1). **Таиландско-Индонезийская** провинция располагалась на территории Таиланда и Индонезии и представлена двумя родами – *Pseudogibbirhynchia* и *Prionirhynchia*. У нее отсутствуют биогеографические связи с Китайской (ИО=0) и Тибетской (ИО=0) провинциями и наблюдаются очень слабые связи с Европейской провинцией (ИО=0.08). **Китайская** провинция располагалась на территории Китая и представлена тремя родами: *Homeorhynchia, Rhynchonelloidella, Eoantiptychia* и подродом *Rhynchonelloidea (Rhynchonelloidea)*. Она характеризуется полным отсутствием биогеографических связей с Таиландско-Индонезийской (ИО=0) и Тибетской провинциями (ИО=0) и очень слабыми связями с Европейской провинцией (ИО=0.1). **Новозеландско-Новокаледонская** область располагалась на юго-западном обрамлении суперматерика Пацифида и представлена четырьмя родами: *Prionirhynchia, Herangirhynchia, Caledonirnynchia* и *Auklandirhynchia*. Она представлена одним общим родом *Prionirhynchia* с Таиландско-Индонезийской провинцией Альпийско-Меланезийско-Китайской области, что свидетельствует о слабых биогеографических связях между ними (ИО=0.2). **Западно-Южно-Американская** область протягивалась узкой полосой вдоль западной окраины Южной Америки и была представлена пятью родами – *Prionirhynchia, Homeorhynchia, Rhynchonelloidella, Quadratirhynchia*, *Lodoidothyris* и 3 подродами – *Rhynchonelloidea (Rhynchonelloidea), Rhynchonelloidea (Aalenirhynchia), Tetrarhynchia (Tetrarhynchia)*. Она имела слабые биогеографические связи с Новозеландско-Новокаледонской областью (ИО=0.2). В составе Бореальной надобласти выделяется Сибирская область, Западно-Канадская провинция Западно-Северо-Американской области и Гренландский биогеографический район. **Сибирская** область занимает территорию Восточной Сибири и представлена родом *Holcorhynchia* и биполярным подродом *Tetrarhynchia* (*Tetrarhynchia*). С Альпийско-Меланезийско-Китайской областью ее связывает только *Tetrarhynchia* (*Tetrarhynchia*). **Западно-Канадская** провинция расположена на западе Канады и представлена родом *Homeorhynchia* и подродом *Tetrarhynchia* (*Tetrarhynchia*), последний проник сюда из Сибирской области. Кроме Западно-Канадской провинции в состав **Западно-Северо-Американской** области входит **Невадская** провинция, характеризующаяся двумя родами – *Pseudogibbirhynchia* и *Quadratirhynchia*. У нее нет общих видов с Западно-Канадской провинцией, а с Западно-Южно-Американской областью ее связывает лишь один общий род – *Quadratirhynchia*. По сравнению с ранней юрой, в средней юре возрастает дифференциация брахиопод между биогеографическими надобластями, областями и провинциями.

[1] *Baranov V.V., Grinenko V.S., Blodgett R.B.* Global conodont paleobiogeography of the Tournaisian stage (Early Carboniferous) // Kazan-Golovkinsky Stratigraphic Meeting, 2017. Advances in Devonian, Carboniferousand Permian research: stratigraphy, environments, climate and resources. Kazan, Russian Federation, 19–23 September 2017. Filodiritto International Proceedings. Kazan, 2018. P. 274–282.

[2] *Гриненко В.С., Баранов В.В.* Проблемы палеогеографии, палеобиогеографии и стратиграфии терминального триаса Бореальной надобласти: бырандянский ярус // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: Материалы VII Всероссийской научно-практической конференции (5–7 апреля 2017 г., г. Якутск). Якутск, 2017. С. 69–74.

[3] *Гриненко В.С., Баранов В.В.* Палеогеография и палеобиогеография ранней юры (геттанг–плинсбах) по брахиоподам // Отечественная геология. 2018. № 1. С. 82–86.

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

2018. Выпуск 16. С. 77–79

ТИПИЗАЦИЯ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТОСЕРЕБРЯНЫХ СИСТЕМ ДЕВОНА ГОРНОГО И РУДНОГО АЛТАЯ

А.И. Гусев

Бийск, Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет, anzerg@mail.ru

Эпитермальное золотосеребряное оруденение в Горном и Рудном Алтае локализуется в вулканогенных разрезах среднего и верхнего девона. В Горном Алтае к этому типу отнесены месторождения Сурич, Чуря, Красноярское и ряд проявлений: Курьинское, Семёновское, Толстуха и др. В Рудном Алтае известен один объект эпитермального золотосеребряного оруденения – Черепановское месторождение. Наиболее древними (D_2) являются объекты: Черепановское месторождение Рудного Алтая, связанное с известково-щелочными риолитами и субвулканическими кислыми образованиями сосновской свиты, и Красноярское золотосеребряное месторождение Горного Алтая, связанное с субвулканическими образованиями известково-щелочного дацит-риолитового коргонского комплекса. Наибольшее число эпитермальных золотосеребряных месторождений Горного Алтая парагенетически связаны с позднедевонскими известково-щелочными вулканитами куяганского комплекса (Сурич, Курьинское, Толстуха, Семёновское и др.), имеющими бимодальный андезит-риолиовый состав, обнаруживающий признаки формирования в условиях растяжения, близких к рифтогенным. Специфические черты имеет золотосеребряное оруденение Чури, которое локализуется среди вулканитов саганской свиты (D_2) (трахиандезиты – трахириолиты), также имеющей признаки формирования в рифтогенной обстановке, а непосредственные рудогенерирующие и рудовмещающие золотосеребряное эпигенетическое оруденение флюидо-эксплозивные брекчии имеют меловой возраст 126–127 млн лет (U-Pb метод по циркону (SHRIMP II) **[1]**.

Особенности вещественного состава руд и некоторых минералов, термодинамических параметров эпитермального золотосеребряного оруденения региона позволяют согласно современным представлениям **[5]** отнести их к следующим типам: низкосернистым (Low sulfidation) (Черепановское месторождение, Курьинское проявление), промежуточно-сернистым (Intermediate sulfidation) (Сурич, Толстуха, Семёновское, Чуря), высокосернистым (High sulfiderion) (Красноярское). По наиболее изученным и типичным объектам приведены данные о их составе и физико-химическим условиям формирования (рис. 1). Температуры гомогенизации первичных газово-жидких включений в кварце главной продуктивной стадии формирования золотосеребряного оруденения всех типов варьировались от 240 до 260 °С. Анализ рис. 1 показывает, что типы эпитермального золотосеребряного оруденения различаются по многим параметрам.

Низкосернистые объекты характеризуются присутствием индикаторной ассоциации минералов, и в первую очередь наличием адуляра, а из рудных минералов – арсенопирита и значительной ролью в рудах галенита и сфалерита. Температура кристаллизации минералов продуктивной стадии в них была наиболее высокой (260 °С). Фугитивность кислорода для LS объектов была самая высокая, а серы – минимальная. Потенциал ионизации сфалерита является показателем кислотности – основности среды рудоотложения **[2]** и, в силу минимальных содержаний железа в сфалерите, обладал максимальной кислотностью и Ph среды. По соотношению в рудах селенидов и теллуридов низкосернистый тип характеризуется присутствием исключительно селенидов и по этому признаку может быть отнесен к селенистому типу (наличие селенидов: агуларита, науманнита в рудах в ассоциации с пруститом) **[3]**.

Высокосернистый тип (High sulfidation – Красноярское месторождение) отличается присутствием индикаторных минералов – энаргита и люцонита, а также резким преобладанием в рудах халькопирита и борнита. Этот тип максимально-сульфидный (до 45 %). Гидротермы Красноярского месторождения характеризовались минимальной фугитивностью кислорода (рис. 2). и максимальной – серы. Ph среды кислая, а потенциал ионизации сфалерита более

Компоненты	Курьинское (LS)	Сурич (IS)	Красноярское (HS)
Кварц			
Кальцит			
Сидерит			
Пирит			
Арсенопирит			
Гематит			
Галенит			
Сфалерит			
Халькопирит			
Теннантит			
Тетраэдрит			
Энаргит			
Люцонит			
Электрум			
Аргентит			
Гессит			
Тетрадимит			
Алтаит			
Адуляр			
Монтмориллонит			
Каолинит			
Иллит			
Алунит			
Сульфиды в %	1-3	7-10	15-45
Теллуриды и селениды	Селениды	Селениды/теллуриды	Теллуриды
FeS в ZnS мол %	2-3	4-6	9-10
log $f\,O_2$	-36 -37	-38-39	-39-40,5
Ph	7-8,2	6-7	4-5,5
PI сфалерита	207,6	207	206
log $f\,S_2$	-9-10	-7 - -8,2	-6 - -3,8
Главные металлы	Au, ± Ag	Ag-Au, Zn,Pb,Cu	Au-Ag, Cu

Рис. 1. Сопоставительная схема некоторых параметров для различных типов эпитермального золотосеребряного оруденения региона. Типы эпитермальных золотосеребряных месторождений: LS – низкосернистые; IS – промежуточные по сернистости, HS – высокосернистые; красным цветом показаны индикаторные минералы; log $f\,O_2$ и log $f\,S_2$ – фугитивность кислорода и серы, соотвественно; PI сфалерита – потенциал ионизации сфалерита по **[2]**; FeS в сфалерите в мол. % – доля FeS в сфалерите в молекулярных %.

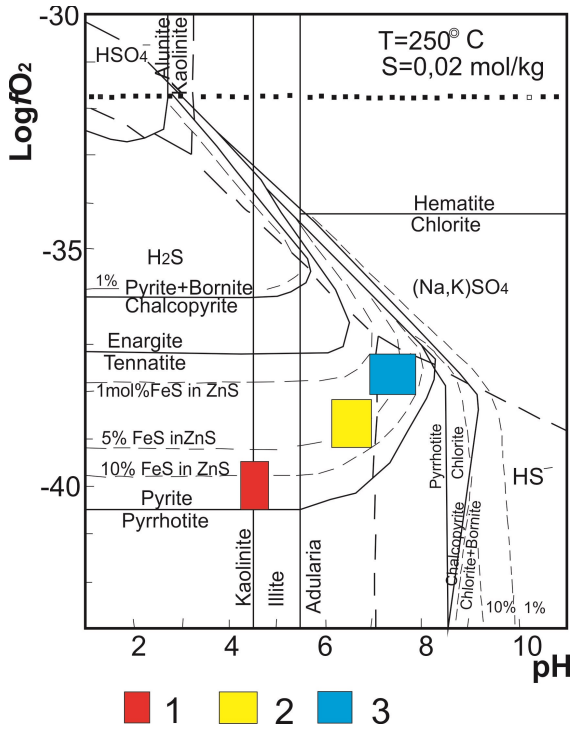


Рис. 2. Диаграмма Log $f\,O_2$ – *p*H для руд эпитермальных золотосеребряных месторождений региона. Значения *p*H и fO_2 первичных рудных флюидов модифицированы по **[4]**. Разным цветом показаны поля стабильности для различных минералов с мол. % FeS в сфалерите при T=250 °C, ∑S=0.02 мол/кг.

основной. Цинковая обманка относится к высокожелезистой разновидности. Руды месторождения содержат максимальное количество теллуридов.

Эпитермальное золотосеребряное оруденение промежуточного по сернистости (Intermediate sulfidation) месторождения Сурич имеет промежуточные характеристики по многим выше указанным параметрам – между низкосернистым и высокосернистым оруденением региона.

[1] *Гусев Н.И., Гусев А.И., Шокальский С.П., Кашин С.В., Ларионов А.Н., Томилова Е.В.* Магматизм и эпитермальное оруденение Чуринского рудопроявления золота (Горный Алтай) // Региональная геология и металлогения. 2011. № 46. С. 76–91.

[2] *Жариков В.А.* Кислотность-основные характеристики минералов // Геология рудных месторождений. 1967. № 5. С. 75–89.

[3] *Choi S.G., Ryu I.C., Pak S.J., Wee S.M., Kim C.S., Park M.E.* Cretaceous epithermal gold–silver mineralization and geodynamic environment, Korea // Ore Geology Reviews. 2005. V. 26. P. 115–135.

[4] *John D.A.* Miocene and Early Pliocene epithermal gold-silver deposits in the Northern Great basin, Western United States: characteristics, distribution, and relationship to magmatism // Economic Geology. 2001. V. 96. P. 1827–1893.

[5] *Sillitoe R.H., Hedenquist J.W.* Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits // Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the Earth / Eds. S.F. Simmons, I. Graham. Special Publications of the Society of Economic Geologists. 2003. No. 10. P. 315–343.

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

2018. Выпуск 16. С. 80–82

ОРДОВИКСКИЕ ГРАНИТОИДЫ АБАКАНСКОГО МАССИВА КАК ПРОЯВЛЕНИЕ ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННОГО МАГМАТИЗМА В ВОСТОЧНОМ ГОРНОМ АЛТАЕ

Н.И. Гусев

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

В Центрально-Азиатском складчатом поясе коллизионный этап выделяется в связи с закрытием Палеоазиатского океана в ордовике и причленением к окраине Сибирского континента систем островных дуг и океанических поднятий. Коллизионный процесс сопровождался смятием венд-кембрийских образований, метаморфизмом, мантийным и коровым магматизмом. Коллизионный режим малоблагоприятен для продвижения магм в коре. Поскольку доминирующими являются обстановки сжатия, существуют различные модели формирования коллизионного магматизма **[2, 7]**. Сложность интерпретации химизма коллизионного магматизма состоит в том, что в его составе, по-видимому, остаются следы доколлизионного развития, которые сочетаются с особенностями собственно коллизионного процесса. В качестве такого примера будет рассмотрен Абаканский массив в Восточном Горном Алтае.

Абаканский массив расположен в северной части Телецко-Чулышманского метаморфического пояса в осевой части Абаканского высокогорного хребта в 7–10 км к востоку от Телецкого озера. Он вытянут меридионально на 40 км при ширине от 12 км на севере до 3 км на юге. В составе плутона преобладают гнейсовидные гранодиориты, реже встречаются диориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты и граниты **[3]**, большей частью с гнейсовидной текстурой. Встречаются дайки пород того же состава, а также жилы пегматитов, преимущественно турмалиновых, но также и редкометалльных с бериллом и тантало-ниобатами. Вмещающие породы представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми кристаллосланцами и гнейсами, иногда со ставролитом **[3]**, реже – амфиболитами. Массив является синкинематическим, его контакты преимущественно согласные с гнейсовидностью вмещающих пород, а внутреннее строение подчинено общей субмеридиональной ориентировке в виде линейной вытянутости обособлений более основных пород согласно с гнейсовидностью.

Нами изучена южная часть массива в правом борту р. Кыга – правом притоке Телецкого озера. Вмещающими породами для гранитоидов являются биотитовые гнейсы с силлиманитом и ставролитом, образующиеся по осадочно-вулканогенным образованиям карагольской свиты, предположительно венд-кембрийского возраста. Переход от гнейсов к гранитоидам постепенный, через полосу мигматизированных пород шириной в несколько метров. Гранитоиды – биотитовые гнейсовидные и варьируются по составу от тоналитов до гранитов. Преобладающими являются породы гранодиоритового состава.

По петрохимическим параметрам **[6]** все гранитоиды являются магнезиальными, гранодиориты и граниты – слабоперглиноземистыми (ASI 1.02–1.07), тоналиты как метаглиноземистыми, так и плюмазитовыми (ASI 0.99–1.19). При нормализации на состав примитивной мантии (рис. 1, *а*) проявлены положительные аномалии K, Pb, Rb, отрицательные – Ta, Nb, Sr. Суммарное содержание РЗЭ наиболее низкое в тоналитах 77–122 ppm, в гранодиоритах и гранитах 121–160 ppm. Фракционированность РЗЭ по величине отношения $((La/Yb)_N$ находится в диапазоне 3.82–6.44, но наиболее высокая в высокоглиноземистых тоналитах 13.41 (рис. 1, *б*). Обычно проявлен Eu-минимум, в гранодиоритах Eu/Eu* 0.71–0.75, гранитах 0.45, в тоналитах 0.93–1.31. На дискриминационных диаграммах Н. Харриса и Дж. Пирса **[7]**, использующих малоподвижные элементы: Ta, Nb, Y, Yb, Rb, Hf, тоналиты и гранодиориты размещаются в поле гранитов вулканических дуг, граниты – в поле поздне- и постколлизионных гранитов.

Датирование массива проведено по циркону из высокоглиноземистых тоналитов, представленному призматическими кристаллами с ритмичной в КЛ зональностью, краевые части которых иногда черные незональные (рис. 2). По результатам измерений в краевых частях

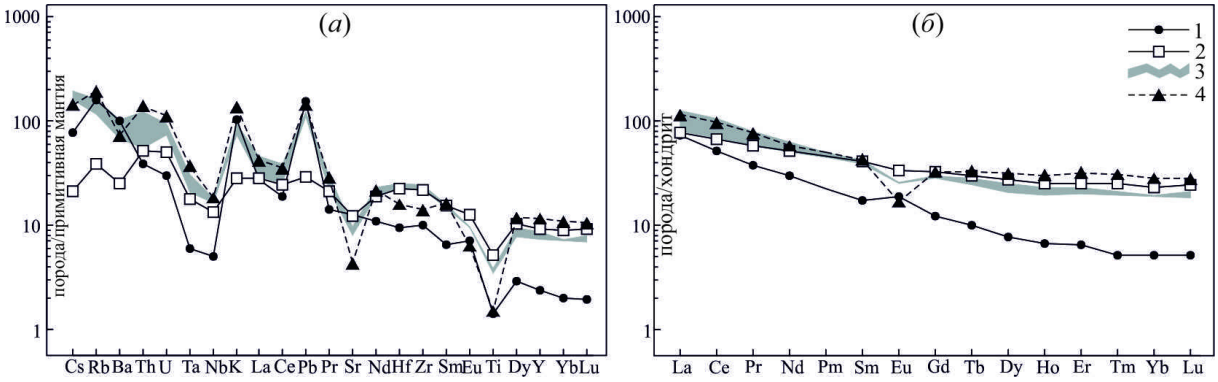


Рис. 1. Мультиэлементные диаграммы для гнейсовидных пород Абаканского массива. *1, 2* – тоналиты (1 – высокоглиноземистые тоналиты с возрастом 459±2.5 млн лет); *3* – гранодиориты; *4* – граниты.

зерен среднее содержание U 344 ppm, Th 163 ppm, отношение Th/U 0.50. Полученный конкордантный возраст 459±2.5 млн лет рассматривается как возраст кристаллизации тоналитов. Они характеризуются отношением $^{147}Sm/^{144}Nd$=0.1143, имеют слабоположительное значение $\varepsilon_{Nd}(T_{460})$+0.6 и Nd-модельный возраст протолита T_{Nd}(DM) 1.12 млрд лет; T_{Nd}(DM-2st) 1.16 млрд лет.

Ранее в Телецко-Чулышманском метаморфическом поясе U-Pb методом (SHRIMP II) по цирконам были датированы мигматиты в южной части **[5]** и мигматизированные гнейсы в центральной части пояса **[4]**. Возраст мигматитов и метаморфизма в южном блоке Телецко-Чулышманского метаморфического пояса составил 483.9±5.7 млн лет **[5]**, близок к рубежу кембрия и ордовика. В центральной части Телецко-Чулышманского метаморфического пояса по метаморфическим цирконам с низким отношением Th/U=0.01–0.07 в чульчинском метаморфическом комплексе **[4]** был получен среднеордовикский возраст метаморфизма 466.7±3.3 млн лет. Как видно, возраст тоналитов Абаканского массива еще моложе и близок к рубежу среднего и позднего ордовика. Гнейсы чульчинского комплекса, как и породы рамы Абаканского массива, относятся к андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Метаморфическая зональность в Чульчинском блоке образует валы и купола, к центральным частям которых приурочены массивы биотитовых гранитоидов, представляющие собой параавтохтонные диапир-плутоны **[1]**. Абаканский массив, в отличие от этих плутонов, содержит заметное количество пород более основного состава, при этом в нем в подчиненном количестве встречаются типичные синколлизионные лейкограниты **[7]** с высокими величинами отношений Rb/Zr, Ta/Nb и низкими K/Rb. В изученных гранитоидах эти отношения составляют 0.28–1.00; 0.07–0.11 и 258–287. По

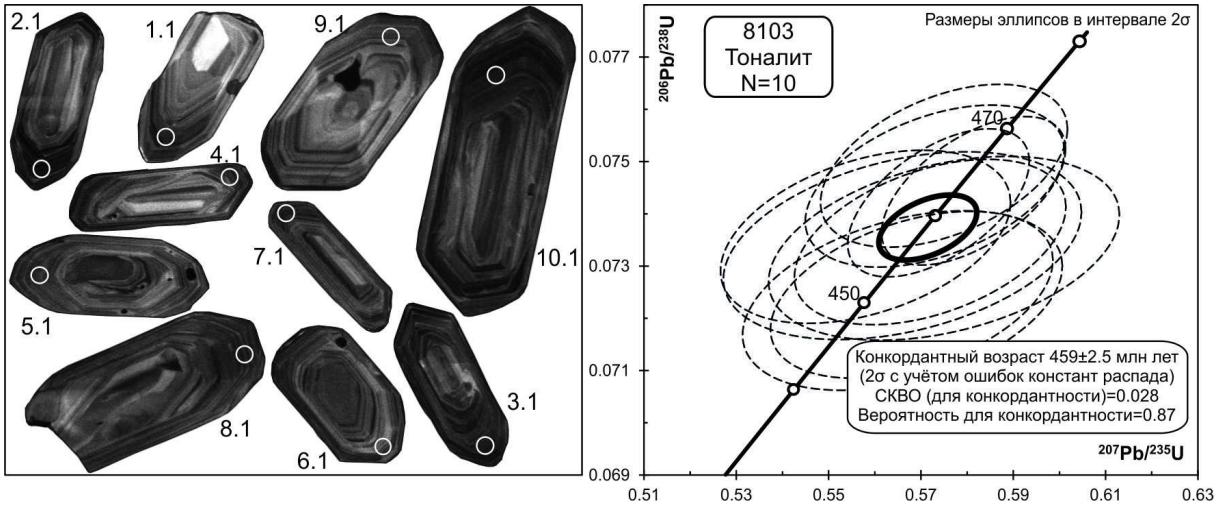


Рис. 2. Катодолюминесцентные (КЛ) изображения и возраст циркона из тоналитов Абаканского массива (проба 8103). Аналитик Лепехина Е.Н. – изотопный центр ВСЕГЕИ)

данным ГСР-50 (Бабакин и др., 1962) в Абаканском массиве есть штоки лейкогранитов, но они нами не изучены. По геохимическим параметрам к синколлизионным образованиям в Абаканском массиве близки только пегматитовые жилы с турмалином и редкометалльной минерализацией.

Позднеколлизионный магматизм, в отличие от синколлизионного, представлен известково-щелочной серией и имеет редкоэлементный состав, сходный с гранитоидами вулканических дуг **[7]**. Предполагается, что он формируется, как и субдукционный магматизм, в результате плавления мантийного клина, обогащенного крупноионными литофилами над субдуцированной океанической литосферой, но контаминирован расплавами нижней коры. Как показали исследования в Альпах, между позднеколлизионным и синколлизионным магматизмом нет строгой последовательности и время проявления одного или другого зависит от относительной скорости утолщения коры и возможной дополнительной субдукции **[7]**. Геолого-структурные, вещественные, геохимические и изотопные особенности позволяют расматривать Абаканский массив в качестве проявления в Восточном Горном Алтае позднеколлизионного магматизма на рубеже среднего и позднего ордовика.

[1] *Блюман Б.А.* Эндогенные режимы и типы метаморфизма складчатых областей. Л.: Недра, 1985. 183 с.

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

[3] *Геологическая карта СССР масштаба 1:200000*. Серия Алтайская. Лист M-45-IV. Объяснительная записка / В.М. Сенников, Р.Ф. Колпакова, А.А. Оносовская. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 86 с.

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

[5] *Каргополов С.А., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Новиков И.С., Высоцкий Е.М.* 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.

[6] *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J.* A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. P. 2033–2048.

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

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

2018. Выпуск 16. С. 83–85

ШУТХУЛАЙСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ЮГО-ВОСТОЧНОГО САЯНА: ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА И ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ПО ДАННЫМ U-PB ДАТИРОВАНИЯ (SHRIMP II)

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

[1] Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, nikolay_gusev@vsegei.ru

[2] Улан-Удэ, Бурятская горно-геологическая компания, bggkgeologi@mail.ru

В Юго-Восточном Саяне на окраине Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ) в пределах пояса распространения рифейской окинской серии встречаются глыбы глубокометаморфизованных пород (Харатологойская, Шутхулайская), которые на ранних стадиях изучения рассматривались как раннедокембрийские. В последнее время доминирует представление, что породы Шутхулайской глыбы являются метаморфизованным аналогом окинской серии **[1–3]**.

Шутхулайский комплекс был изучен при проведении ГДП-200 листа N-47-XXXIII (ответственный исполнитель В.В. Кошкин) в верховьях рек Тисса, Бий-Хем, Соруг и Билин на границе Республик Тыва и Бурятия. В строении комплекса отмечаются следующие закономерности: в основании разреза залегают биотитовые, мусковит-биотитовые, биотит-амфиболовые плагиогнейсы, часто гранат- и силлиманитсодержащие. Выше гнейсов отмечается горизонт графитистых, пиритсодержащих мраморов мощностью до 280 м и пачка тонкого переслаивания биотит-амфиболовых гнейсов и кварцитов мощностью около 80 м. Верхняя часть разреза (900 м) характеризуется ритмичным переслаиванием плагиогнейсов (~30 %), известковистых гнейсов (~29 %), мраморов (~14 %), пироксен-амфибол-биотитовых, плагиоклаз-амфиболовых сланцев. До 50 % разреза составляют послойные, теневые, артеритовые мигматиты, послойные тела плагиогранитов и кварцевых диоритов. Общая мощность метаморфических образований оценивается в 2700 м. Степень метаморфизма пород соответствует амфиболитовой фации. Его особенностью является наличие инвертированной метаморфической зональности и возрастание палеотемператур вверх по разрезу в области перехода между гнейсами, гранитогнейсами, мигматитами верхней пластины и метаосадочными отложениями окинской серии (нижняя пластина) **[1]**.

Для датирования шутхулайского комплекса была отобрана проба гнейсов (4003-5) в верховьях р. Одарым в точке с координатами: широта 52°15'31", долгота 98°33'46". Минеральный состав датированных гнейсов: плагиоклаз (An_{24}) 40 %, кварц 35–40 %, биотит 15–20 %, гранат 5 %, апатит, ильменит, циркон – единичные зерна. По химическому составу гнейсы близки аркозам окинской серии **[3]**, однако гнейсы более магнезиальные (mg# 44.4) и глиноземистые (ASI 1.20), чем аркозы (mg# 32.5; ASI 0.88). Содержание и распределение РЗЭ в гнейсах шутхулайского комплекса (Σ РЗЭ 83.46 г/т) и аркозах окинской серии (Σ РЗЭ 83.81) **[3]** практически совпадают (рис. 1). В структуре РЗЭ отсутствует Eu-минимум, в аркозах Eu/Eu*=0.99, в гнейсе Eu/Eu*=1.21. Фракционированность РЗЭ примерно одинаковая ($(La/Yb)_N$ 6.90–8.50), более высокое содержание Yb и Lu в гнейсах, видимо, связано с кристаллизацией граната – концентратора тяжелых РЗЭ.

Изотопная система гнейсов (таблица) характеризуется небольшими отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ и $\varepsilon_{Sr}(T)$, свидетельствующими о преобладании в области питания ювенильных пород над коровыми. В аркозах также установлена низкая величина $\varepsilon_{Nd}(T_{800})$ –2.0 **[3]**. Значения Nd-модельного возраста протолита гнейсов около 1.8 млрд лет близки к величине $T_{Nd}(DM)$ 1.67 млрд лет в аркозах окинской серии **[3]**.

Датирование циркона из гнейсов показало, что большинство зерен является полигенным (рис. 2). Выделяются ядра с разными типами зональности (ритмичной, концентрической, секториальной, пятнистой,) и темные в КЛ однородные каймы и оболочки, шириной 5–30 мкм. Величины возраста ядер варьируются от 939 до 790 млн лет. Они имеют низкие содержания U и Th: в среднем U 64 г/т, Th 43 г/т, отношение Th/U варьируется от 0.38 до 1.04, что дает

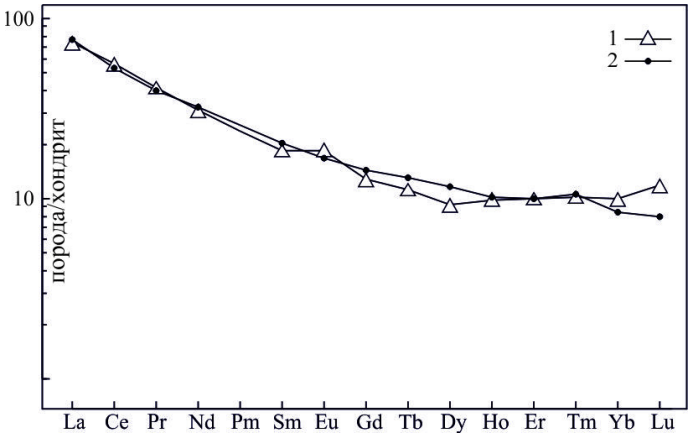


Рис. 1. Распределение РЗЭ. *1* – гнейсы шутхулайского комплекса (проба 4003-5); *2* – аркозы окинской серии (проба С40/97 из работы **[3]**).

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы в гнейсах пр. 4003-5

Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$ млрд лет	$T_{Nd}(DM\text{-}2St)$ млрд лет
3.514	18.08	0.1175	0.512034	–3.6	1.77	1.79
Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	±2s	I (Sr)	$\varepsilon_{Sr}(T)$
72.78	307.9	0.6833	0.711333	38	0.70346	–1.38

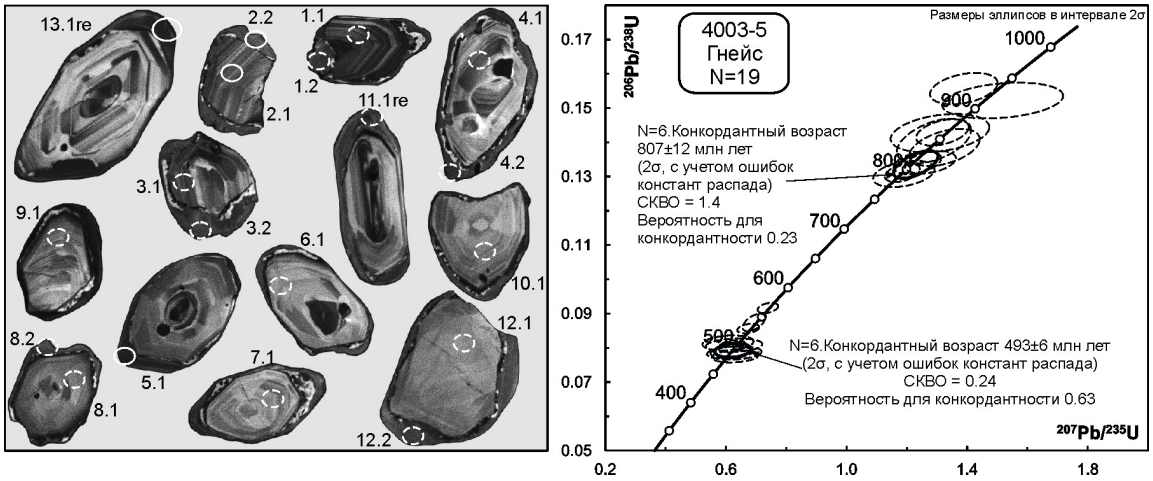


Рис. 2. Катодолюминесцентные (КЛ) изображения цирконов с участками определения U-Pb возраста (белые окружности) и диаграмма $^{207}Pb/^{235}U$ – $^{206}Pb/^{238}U$ для гнейсов пр. 4003-5. Аналитик А.Н. Ларионов (ЦИИ ВСЕГЕИ).

основание предполагать в качестве источника детритового циркона интрузивные породы как кислого, так и основного состава. Конкордантный возраст ядер циркона 807±12 млн лет, полученный по шести анализам, указывает, что возраст источника циркона позднерифейский и, следовательно, осадочный протолит гнейсов не древнее позднего рифея. Оболочки циркона характеризуются более высоким содержанием U 132–411 г/т, низким – Th 1–9 г/т и отношением Th/U 0.01–0.03, что свойственно метаморфическому циркону. Три анализа (точки 5.1, 11.1 и 13.1) показали возраст 565–530 млн лет, более древний, чем преобладающая популяция метаморфического циркона, что, вероятно, связано с примесью в метаморфических оболочках более древнего материала. По шести остальным анализам метаморфических оболочек получен конкордантный возраст 493±6 млн лет (поздний кембрий).

Источником детритовых цирконов в гнейсах Шутхулайской глыбы являются магматические породы активной континентальной окраины ТММ с возрастом 935–790 млн лет. Конкордантный возраст детритовых зерен 807±12 млн лет практически совпадает с наиболее прояв-

ленным пиком возраста 790 млн лет детритовых зерен в венд-кембрийском чехле ТММ **[4]**. Циркон более древнего возраста в гнейсах шутхулайского комплекса не установлен. Поскольку возраст детритовых цирконов в шутхулайском комплексе такой же, как в венд-кембрийском чехле ТММ **[4]**, время формирования осадочного протолита гнейсов шутхулайского комплекса может быть как неопротерозойским, так и раннекембрийским. Позднекембрийский конкордантный возраст 493±6 млн лет метаморфических оболочек циркона в гнейсах шутхулайского комплекса, вероятно, указывает на время проявления аккреционно-коллизионных событий, в результате которых ТММ был амальгамирован в структуру ЦАСП.

[1] *Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Васильев Е.П.* Шутхулайский метаморфический комплекс (Юго-Восточный Саян): особенности метаморфизма и модель образования // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 2. С. 194–211.

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

[3] *Летникова Е.Ф., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Кузнецов А.Б.* Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2110–2121.

[4] *Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Летников Ф.А., Караковский Е.А., Костицын Б.А., Вишневская И.А., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Прошенкин А.И.* Основные этапы тектоно-магматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U-Pb датирования цирконов // ДАН. 2017. Т. 474. № 5. С. 599–604.

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

2018. Выпуск 16. С. 86–87

САЭС ИЗУЧЕНИЕ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПОРОДАХ БАЙКАЛЬСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Ю.В. Данилова[1], Е.В. Шабанова[2], И.Е. Васильева[1], В.Б. Савельева[1], Б.С. Данилов[1]

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

Перспективными для золотодобычи в Прибайкалье считаются древние аллювиальные россыпи, которые к настоящему времени уже практически полностью отработаны. Продуктивные залежи в бассейне рек Иликта и других водотоков сформированы за счет разрушения и переотложения метаморфических пород и находящихся в них жильных сульфидно-кварцевых золотоносных скоплений.

Практический интерес к изучению благороднометалльной минерализации, как правило, ограничен исследованием золота и серебра в составе частиц благородных металлов. С появлением новых технических возможностей стало доступным определение валовых содержаний благородных металлов (БМ) и фазового состава частиц, содержащих эти благородные металлы, в том числе металлы платиновой группы и другие сопутствующие им элементы.

Благороднометалльную минерализацию изучали с применением методики сцинтилляционной дуговой атомно-эмиссионной спектрометрии (САЭС) **[1]**.

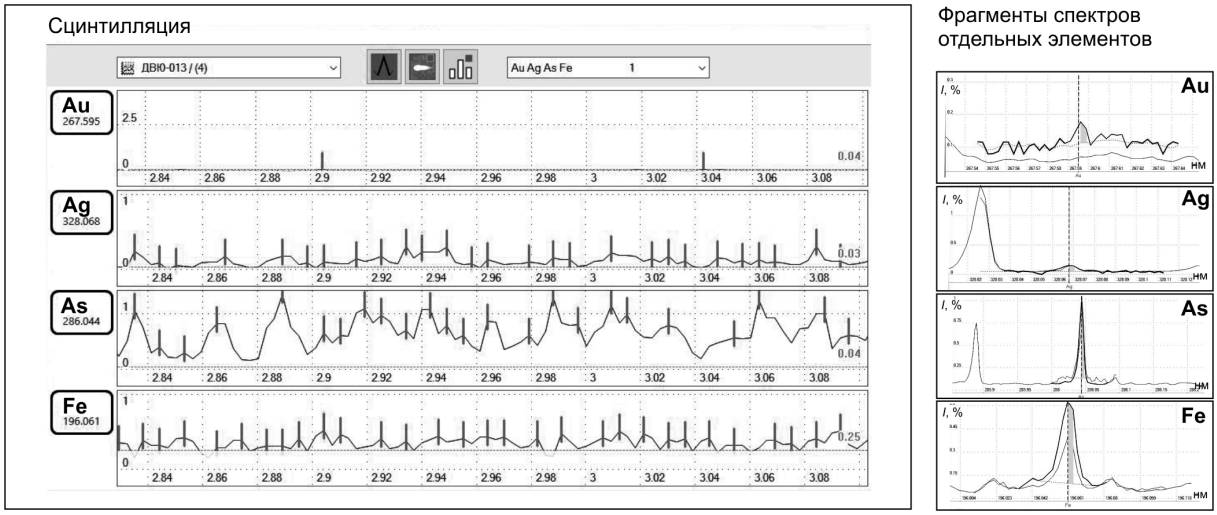
Валовые содержания элементов методом САЭС составили, г/т: Au 0.013–0.790; Ag 0.03–1.70; Pt 0.04–0.10; Pd 0.002–0.008; Ir, Os, Rh и Ru – в сумме не более 0.005. Образцы с максимальным содержанием золота (0.79 г/т) отмечены в кварцево-сульфидной жиле среди углистых сланцев иликтинской свиты. Углистые сланцы иликтинской свиты сарминской серии PR_1 **[2]** в основной массе представлены хлорит-кварцевыми, серицит-хлорит-кварцевыми, кварц-серицитовыми, углисто-серицитовыми разностями и филлитами. Они более золотоносны по сравнению с углистыми сланцами нижележащей хулуртуйской свиты сарминской серии, которые состоят в основном из кварца и мусковита с примесью хлорита, хлоритизированного биотита, альбита и акцессорного турмалина. Максимальными содержаниями Pd, Os и Ir отличались пробы из рассланцованного углеродизированного хлоритизированного диабаза в составе хулуртуйской свиты. Серебро в исследованных образцах присутствует постоянно, но очевидной связи с определенным типом пород не показало. Максимальное его содержание (1.2–1.7 г/т) отмечено на участках наложенных тектонических деформаций.

Размеры самородных частиц БМ и интерметаллидов варьируются, по данным САЭС, от 2 до 10–16 мкм. Размеры некоторых самородных частиц золота превышают 22 мкм.

Кроме моноэлементных частиц золота, серебра и элементов платиновой группы найдены десятки и сотни частиц-интерметаллидов, среди которых преобладают соединения с золотом, серебром, палладием и осмием. В большом количестве присутствуют соединения благородных металлов с другими элементами. Главным образом среди них отмечены арсениды, сульфиды, сульфоарсениды, селениды и частицы БМ, включающие одновременно несколько металлов (Cu, Zn, Ni, Co, Cr, Mo и др.).

Частицы самородного золота, серебра и сложных соединений с ними найдены в основном в пробах углистых сланцев иликтинской свиты, в минеральном составе которых присутствовали вкрапления сульфидов или кварц-сульфидные жилы. Палладий, интерметаллические соединения с ним и соединения с хромом, никелем, медью, оловом, цинком более характерны для Хулуртуйского блока, где выделяются интенсивно деформированные углеродизированные и хлоритизированные диабазы.

В работах по изучению золотоносности Байкальского выступа Сибирского кратона (Западное Прибайкалье) приведены сведения о превышении кларковых содержаний Au в кварцевых жилах метасоматически измененных пород **[3]**. Кларковые содержания золота в черных сланцах мира, оцененные разными способами, составляют 0.008–0.010 г/т **[4]**.



Сцинтилляционные спектры одной частицы-интерметаллида БМ в соединении с другими металлами на длинах волн Au, Ag, As, Fe и фрагменты сцинтилляционного спектра в области аналитических линий отдельных элементов.

Методом САЭС определены валовые содержания золота, которые составили 0.013–0.790 г/т в углистых сланцах сарминской серии. Кроме того, найдены многочисленные частицы самородных элементов серебра, всех элементов платиновой группы, их интерметаллические соединения и сложные соединения БМ с другими металлами. Самыми распространенными являются соединения БМ и серы (рисунок).

Таким образом, метод сцинтилляционной дуговой атомно-эмиссионной спектрометрии позволил изучить состав редких минеральных фаз, содержащих благородные металлы, и оценить их количественно. Кроме этого, найденные соединения позволяют связывать благороднометалльную минерализацию с определенным типом пород, что может способствовать выделению минералого-геохимических особенностей месторождений БМ и свидетельствует об активной роли мантии в процессах орогенеза и формирования благороднометалльного оруденения **[5]**.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00320).

[1] *Васильева И.Е., Шабанова Е.В., Горячева Е.М., Соцкая О.Т., Лабусов В.А., Неклюдов О.А., Дзюба А.А.* Определение благородных металлов в геологических пробах четырех золоторудных месторождений северо-востока России // Журнал аналитической химии. 2018. Т. 73. № 6. С. 433–445.

[2] *Устинов В.И., Рыбаков В.Г.* К стратиграфии нижнего протерозоя центральной части Западного Прибайкалья // Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири. Л.: Наука, 1983. С. 60–67.

[3] *Коновалов И.В.* Эволюция метасоматических образований и золотоносность кварцевых жил одного из районов Западного Прибайкалья // Метасоматические процессы в докембрийских толщах. СПб.: Наука, 1991. С. 178–196.

[4] *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. 304 с.

[5] *Горячев Н.А.* Благороднометалльный рудогенез и мантийно-коровое взаимодействие // Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых). Иркутск, 2012. Т. 2. С. 47–49.

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

2018. Выпуск 16. С. 88–90

УСЛОВИЯ МАГМАТИЗМА ВУЛКАНОВ УКСИЧАН И ИЧИНСКИЙ (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ КАМЧАТКИ)

Н.Л. Добрецов[1, 2], В.А. Симонов[1, 2, 3], А.В. Котляров[1, 3]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет
[3] Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Магматизм Срединного хребта на Камчатке привлекает к себе внимание многих исследователей **[1–4]**. В последнее время авторами были проведены работы на ключевых участках вулканов Уксичан и Ичинский с отбором образцов для минералогических и термобарогеохимических исследований. Аналитическая обработка собранных коллекций позволила получить новую информацию об условиях магматизма этих вулканов.

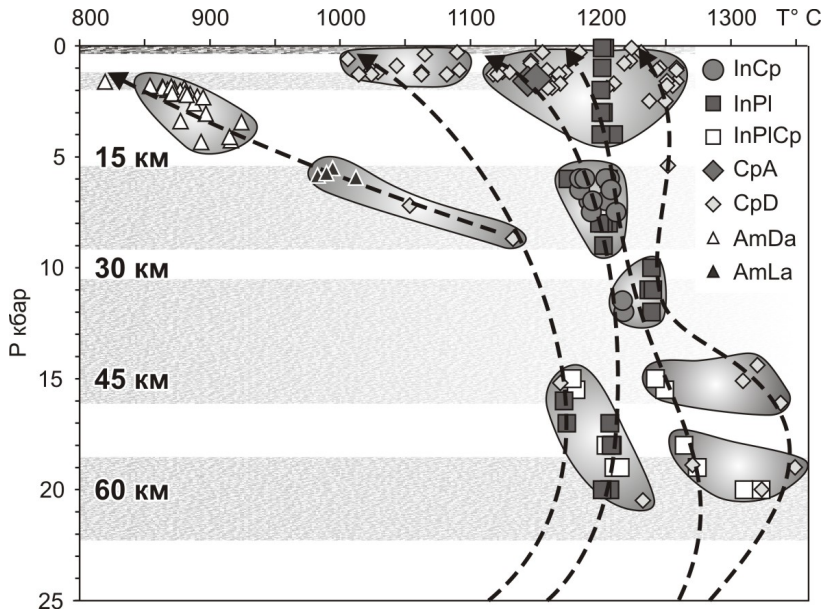
Использовалась последовательная система обработки полученных данных по расплавным включениям и минералам. Прежде всего, в результате высокотемпературных экспериментов в микрокамере определялись температуры гомогенизации включений. В последующем анализировались химические составы стекол прогретых включений, полученные при их закалке. В результате мы имеем прямые экспериментальные и фактические данные о составе расплава и о температуре кристаллизации минерала из этого расплава, на основе которых можно рассчитать давление. Расчеты проводились с помощью программы PETROLOG **[5],** позволяющей установить давление ликвидусной кристаллизации минералов на основе информации о составе расплава и о его температуре. Практически, при выполнении расчетов в программу PETROLOG вводятся составы стекол гомогенизированных расплавных включений и определяются давления, при которых температуры расчетной ликвидусной кристаллизации наиболее близки к экспериментальным температурам гомогенизации. Таким образом, на основе экспериментальных данных по расплавным включениям устанавливаются физико-химические параметры (температуры, давления и составы расплавов) магматических систем и они характеризуют в основном начало кристаллизации вкрапленников.

В то же время вкрапленники обычно обладают сложной историей с достаточно широкими диапазонами температур и давлений. Для расшифровки этой истории использованы минералогические термометры и барометры, основанные на особенностях составов клинопироксенов и амфиболов **[6–9]**. При этом все результаты клинопироксеновых термобарометров были протестированы в сравнении с PT-параметрами, полученными по расплавным включениям.

Исследования расплавных включений позволили оценить давления при ликвидусной кристаллизации клинопироксенов и плагиоклазов из базальтов вулкана Уксичан. Было выяснено, что минералы формировались на четырех глубинных уровнях: около 60 км, 45–30 км, 27–18 км и от 12 км до близповерхностных условий. Эти четыре промежуточные камеры согласуются с сейсмическими данными о распределении зон накопления (резервуаров) магмы на глубине под вулканами Толбачик и Авачинский **[10, 11].**

Расчеты на основе данных по расплавным включениям показали, что в случае наиболее глубинной камеры вулкана Уксичан устанавливаются максимальные температуры кристаллизации – до 1320 °С. В то же время на глубинах 60–50 км возможны более низкие температуры кристаллизации: 1215–1200 °С и около 1180 °С. Соответственно устанавливаются различные пути эволюции PT характеристик расплавов при их подъеме. Для высокотемпературных магм характерно в общем последовательное понижение температуры с продвижением магмы вверх (1320–1240–1215 – 1210–1175 °С) и резкий подъем (с глубин примерно 15 км) расплавов с устойчиво высокими параметрами – 1210–1200 °С. Для расплавов с более низкими температурами на глубине устанавливается другой путь движения – резкий подъем с сохранением в основном глубинных температур.

Расчеты температур и давлений на основе составов клинопироксенов показали, что результаты хорошо согласуются с данными по расплавным включениям и дополняют их. В част-



Кристаллизация минералов из эффузивов в промежуточных камерах вулкана Уксичан. Данные по расплавным включениям из клинопироксенов (InCp) и плагиоклазов (InPl, InPlCp). InPlCp – кристаллизация клинопироксенов, сингенетичных плагиоклазам. Данные, полученные по клинопироксеновым барометрам: оригинальные анализы авторов (CpA), анализы из работы **[2]** (CpD). Данные по амфиболам из дацитов (AmDa) и из латитов (AmLa). Серым цветом показаны глубины промежуточных магматических камер под вулканами Толбачик и Авачинский согласно сейсмическим данным **[10, 11].**

ности, получил дополнительное обоснование относительно низкотемпературный путь эволюции расплавов при их подъеме. Установлен также более широкий температурный диапазон кристаллизации клинопироксенов в верхней близповерхностной камере.

На основе представительных данных по составам амфиболов для вулканов Уксичан и Ичинский выяснены общие закономерности эволюции магматических систем среднего и кислого состава с формированием для обоих вулканов трех уровней кристаллизации в промежуточных камерах. На глубинах 22.0–18.5 км (18–16 км) и при температурах 980–930 °С (1010–985 °С) кристаллизовались амфиболы соответственно андезитов Ичинского и латитов Уксичанского вулкана. При подъеме на более высокий уровень (15.5–11.0 км) и при снижении температуры от 945 до 880 °С совместно кристаллизуются амфиболы из андезитов и дацитов обоих вулканов. На заключительной стадии (при снижении температур в диапазоне 900–810 °С и в ходе подъема расплавов с 10 до 3 км) кристаллизовались исключительно амфиболы из дацитов обоих вулканов.

Сравнение результатов исследования расплавных включений, а также данных по клинопироксенам и амфиболам позволило установить в целом несколько трендов геодинамической эволюции магматических систем вулкана Уксичан при подъеме расплавов и их прохождении через ряд промежуточных камер (рисунок). Тренды с максимальными температурами (до 1350–1320 °С на глубине около 60 км и до 1250–1180 °С в приповерхностных условиях) прослеживаются данными по расплавным включениям и по пироксенам. Тренд с более низкими температурами (1230–1200 °С на глубине около 60 км и до 1120 °С в приповерхностных условиях) трассируется до глубины 18 км в основном расплавными включениями, а начиная с 4 км – данными по клинопироксенам. Наиболее низкотемпературный тренд (1180 °С около 50 км) на глубинах около 25 км распадается на два направления: при температурах 1100–1000 °С (в приповерхностных условиях) кристаллизуются клинопироксены, а при повышенных давлениях (6–2 кбар) на глубинах 18–6 км и температурах 1050–820 °С образуются амфиболы.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН № 0330-2016-0014, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, договора № 14.Y26.31.0029.

[1] *Перепелов А.Б.* Неоген-четвертичный шошонит-латитовый магматизм Срединного хребта Камчатки: вулкан Теклетнуп (геохимия, петрология, геодинамическая позиция) // Вулканология и сейсмология. 2005. № 1. С. 22–36.

[2] *Давыдова М.Ю.* Происхождение и эволюция магм вулканического центра Уксичан (Срединный хребет Камчатки): Дис. … канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 2014. 195 с.
[3] *Перепелов А.В.* Кайнозойский вулканизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2014. 41 с.
[4] *Bindeman I.N., Ponomareva V.V., Balley J.C., Valley J.W.* Volcanic arc of Kamchanka: a province with high-$\delta^{18}O$ magma sources and large scale $^{18}O/^{16}O$ depletion of the upper crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. V. 68. P. 76–80.
[5] *Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu.* Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2011. V. 12. Q07021. doi:10.1029/2011GC003516.
[6] *Перчук Л.Л.* Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // ДАН СССР. 1980. Т. 233. № 6. С. 1196–2000.
[7] *Mercier J.C.C.* Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. 1980. V. 70. P. 1–37.
[8] *Schmidt M.W.* Amphibole composition as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1992. V. 110. P. 304–310.
[9] *Ridolfi F., Renzulli A.* Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2012. V. 163. P. 877–895.
[10] *Гонтовая Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В.* Структура верхней мантии зоны перехода океан – континент в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2010. № 4. С. 13–29.
[11] *Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Кулаков Р.Ю., Карманов Н.С.* Физико-химические параметры кристаллизации расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 7. С. 1265–1291.

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

2018. Выпуск 16. С. 91

АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗАПИСЕЙ ПРОХОЖДЕНИЯ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ВОДОКАМЕННОГО СЕЛЯ НА РЕКЕ КЫНГАРГА В 2014 ГОДУ

А.А. Добрынина[1, 2], В.В. Чечельницкий[3], С.А. Макаров[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, Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, chechel@crust.irk.ru
[4] Иркутск, Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, makarov@irigs.irk.ru

В ночь с 27 на 28 июня 2014 г. в районе пос. Аршан Тункинского района Республики Бурятия в результате интенсивных ливневых осадков было зарегистрировано прохождение нескольких селевых потоков. Наблюдаемые селевые потоки были двух типов – катастрофический водокаменный сель по р. Кынгарга и грязекаменные потоки по долинам, берущим начало в карах южного склона хребта Тункинские Гольцы **[1]**. В настоящей работе представлены результаты анализа сейсмических записей прохождения водокаменного селя на реке Кынгарга по данным сейсмической станции «Аршан», находящейся в этом районе.

Анализ сейсмических записей показал, что движение селевых масс, представленных валунно-галечниковыми отложениями, началось 27 июня в 17 часов 19 минут и продолжалось, то ослабевая, то усиливаясь, в течение почти трех суток. Зафиксировано три продолжительных сейсмических события длительностью 8–12 мин, которые могут быть интерпретированы как движение влекомых наносов в селевом потоке. Спектр этих событий представлен высокочастотными колебаниями (22–48 Гц), также значительный вклад вносит низкочастотная составляющая – 0.35–0.45 Гц. Те же низкочастотные колебания наблюдаются и для фона за весь период селевой активности.

При движении селевого потока по руслу вследствие турбулентности потоков и соударений камней и обломков горных пород о стенки и дно русла возникают упругие колебания. Разделение спектра скоростей колебаний на две составляющие может быть объяснено наложением двух процессов – потока водных масс с образованием турбулентных потоков (низкочастотная компонента с максимумом 0.4 Гц) и ударов твердой фракции селевого потока о дно и стенки русла (высокочастотная компонента с максимумом излучения в диапазоне 30–44 Гц). В процессе движения селевых масс, а также до его начала и в конце отмечаются разнородные высокочастотные импульсные и достаточно продолжительные события (их длительность может варьироваться от 2 до 30 с), которые также представляют собой соударения и волочение камней и обломков горных пород в русле потока. Поляризационный анализ сейсмических записей во время селевого потока (перемещение селевых масс, отдельные импульсные события и микросейсмический фон) показал преобладание северо-восточной или север-северо-восточной ориентации колебаний при слабой выраженности колебаний в вертикальной плоскости. Сейсмическая энергия, выделившаяся при прохождении селевых потоков, эквивалентна землетрясению с энергетическим классом 7.1–7.2.

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

[1] *Makarov S., Cherkashina A., Atutova Zh., Bardash A., Voropai N., Kichigina N., Mutin B., Osipova O., Ukhova N.* Debris Flows of the Tunkinsky Goltsy Mountains (Tunkinsky district, Republic of Buryatia in Eastern Siberia) // International Journal of Geohazards and Environment. 2016. V. 2. P. 166–179.

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

2018. Выпуск 16. С. 92–93

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ФРАГМЕНТАЦИЯ БАЗИТОВОГО РАСПЛАВА (ТАСТАУСКАЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

К.А. Докукина[1], В.Г. Владимиров[2, 3]

[1] Москва, Геологический институт РАН, dokukina@mail.ru
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, vvg@igm.nsc.ru
[3] Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Тастауская палеовулканическая структура представляет собой корневую часть древнего эродированного вулкана центрального типа. В ее строении участвует широкий спектр магматических пород тастауской серии: многофазные гранитоиды, диориты и габброиды. В плане она представляет собой шток, окруженный двумя системами кольцевых интрузивных тел в форме эллипса размером 13×18 км. В строении Тастауской структуры участвует широкий спектр магматических пород: гранитоиды, габбро-нориты и габбро-диориты. Комбинированные интрузии пространственно приурочены к контактам базитов с гранитоидами. В составе комбинированных интрузий присутствуют разные по составу и степени контаминации кислым материалом включения: микрогаббро, габбро-порфириты, габбро-диориты, кварцевые диориты.

Относительно древними из изверженных пород являются микроинтрузии кальциевых базитов, залегающие в пределах линейных зон тектонического брекчирования осадочных пород в центральной части палеовулканической постройки, а также принимающие участие в составе синплутонических тел гранитов и диоритов на северо-западе структуры. Базиты характеризуются повышенным содержанием кальция, низким содержанием щелочей, широкими вариациями по всем главным элементам и не укладываются в общий тренд тастауской серии. По соотношению кремнезема и щелочей базиты попадают на границы полей габбро, диоритов и кварцевых диоритов. По-видимому, высокая дисперсия их составов была обеспечена малым размером тел в условиях тектонического контроля перемещения и консолидации базитового расплава.

Тела базитов по морфологии и характеру контактов можно подразделить на три типа. К первому относятся дайки небольшой мощности и системы жил, которые взаимно пересекаются, деформируются и фрагментируются с формированием тел иррегулярного и сфероидального типа. Тела сфероидального типа наиболее распространены – это «россыпи» глобулей, полых и мешкообразных структур, размером от 2 до 70 см, более всего по форме напоминающие птичьи яйца. Полые и мешкообразные обособления – это разновидность глобулей, внутренняя часть которых выполнена метаосадочными породами. На границе с вмещающими породами базиты имеют ярко выраженные зоны экзо- и эндоконтактов. Тела иррегулярного типа наиболее многообразны по формам – это амебообразные, удлиненно-капельные, флюидальные и лопастевидные тела. Они часто образуют цепочки, повторяя положение жил и даек, являющихся источником их материала. Тела данного типа часто имеют фестончатые, флюидальные и пламеневидные контакты с вмещающими породами.

Формирование незначительных по размерам бескорневых интрузивных тел в литифицированных толщах необычно. Как правило, при внедрении расплава в относительно жесткие породы в гипабиссальных условиях формируются дайки с параллельными стенками. Наложенные деформации приводят к будинированию консолидированных даек с вращением и механической обработкой отдельных ее фрагментов. Однако для базитовых микроинтрузий Тастауской структуры признаки будинажа отсутствуют. Во внешних частях даек и сфероидальных тел базитов наблюдаются непрерывные и недеформированные зоны закалки, которые свидетельствуют о том, что фрагментация расплава происходила до его консолидации. На это же указывает существование пластично деформированных иррегулярных тел с фестончатыми и пламеневидными контактами, характерными для механического смешения маловязких сред (например **[1]**).

Предложена модель фрагментации расплава при формировании базитовых микроинтрузий Тастауской вулканоплутонической постройки **[2]**. Предполагается, что в момент трещинообразования с инъецированием базитового расплава происходило синхронное разрушение структуры метаосадочных пород с кратковременным падением их вязкости. В сочетании со сдвиговой природой трещинообразования это обеспечивало рассеивание расплава преимущественно вдоль линейных тектонических зон с образованием всевозможных переходов от нормальных даек и жил до иррегулярных и сфероидальных тел. Фрагментация расплава происходила в момент дробления метаосадочного матрикса, формирования зон брекчирования и соответствующего падения вязкости вмещающих пород с приобретением ими квазижидкого (текучего) состояния. Только в этом случае за счет сил поверхностного натяжения отдельные порции базитового расплава могли приобрести сфероидальные формы **[3]**, которые сохранились после его консолидации. Падение вязкости метаосадочного матрикса существовало в очень ограниченный период времени, затем вновь стали доминировать хрупкие деформации. Кратковременность и интенсивность тектонического события, с одной стороны, обусловили сам процесс фрагментирования расплава, с другой – обеспечили сохранение уже консолидированного расплава в форме глобулей, полых и мешкообразных тел с недеформированными зонами закалки. Внедрение расплава в катаклазируемые породы привело к активному механическому взаимодействию между расплавом и вмещающими породами – фрагментации расплава, захвату базитовым расплавом обломков вмещающих пород, пропитыванию расплавом наиболее раздробленных участков пород.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-05-01011) и программы Президиума РАН № 19.

[1] *Furman T., Spera F.J.* Co-mingling of acid and basic magma with the implications for the origin of mafic I-type xenoliths: field and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, California, USA // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1985. V. 24. P. 151–178.

[2] *Докукина К.А., Владимиров В.Г.* Тектонический контроль формирования базитовых интрузий Тастауской вулканоплутонической структуры (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 8. С. 769–783.

[3] *Snyder D., Crabes Ch., Tait S., Wiebe R.A.* Magma mingling in dikes and sills // The Journal of Geology. 1997. V. 105. P. 75–86.

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

2018. Выпуск 16. С. 94–95

ПЛАВЛЕНИЕ ЭКЛОГИТИЗИРОВАННЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ, РОССИЯ

К.А. Докукина[1], М.В. Минц[1], А.Н. Конилов[1, 2], М.А. Голунова[2]

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

Частичное плавление коры в зоне субдукции оказывает влияние на реологические свойства пород и играет важную роль в формировании, дифференциации и эксгумации высокобарных и сверхвысокобарных (HP/UHP) террейнов. Фенгит является наиболее стабильной водной фазой в UHP породах и может участвовать в реакциях дегидратационного плавления при декомпрессии **[1, 2]**. Понимание условий частичного плавления и определение источников лейкократовых расплавов и флюидов в HP/UHP породах могут обеспечить важные следствия для тектонических моделей эксгумации HP/UHP пород.

Мезонеоархейская Беломорская эклогитовая провинция Фенноскандинавского щита включает эклогиты, сформированные в результате субдукции океанической литосферы (ассоциация Салма) и эклогитизированные мафические дайки (ассоциация Гридино) **[3]**. В блоках субдукционных эклогитов эклогитовой ассоциации Салма мы изучили гранат-кианит-фенгит-кварцевые породы **[4]**.

Крупнозернистые боросиликат-, гранат-, кианит-, фенгит- и корундсодержащие кварцевые породы были исследованы в ретроградно измененных телах эклогитов карьера Куру-Ваара. Тела жильной или линзовидной формы (мощностью первые сантиметры – первые метры) характеризуются прямолинейными или плавно искривленными контактами либо формируют сеть, разделяющую эклогиты на отдельные округлые или угловатые блоки размерами первые десятки сантиметров. В этом случае структура породы по форме и по размерности почти точно повторяет структуру пиллоу-лав с межподушечным заполнением, образованным гиалокластитами и осадками, в пределах Ведлозерско-Сегозерской системы зеленокаменных поясов мезоархейского возраста. Составы гранат-фенгит-кварцевых пород в высокой степени сопоставимы с составами алюминиево-кремнеземистых осадков в разрезе Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, которые представлены тонкослоистыми, массивными и конкреционными серицит-халцедоновыми разновидностями среди туффитов и также заполняют межподушечное пространство в пиллоу-лавах **[4]**.

Порода имеет очковую текстуру, образованную моно- и поликристаллическими крупными (до 5 см) угловатыми агрегатами кварца (40–60 % от объема породы), монокристаллами и гломеросростками идиоморфного фенгита в кварце и/или полиминеральными агрегатами (50–35 %), которые отделяются от кварца коронами полевого шпата (10–25 %). Изучение породы в шлифах позволило установить эмпирическую последовательность трансформации фенгитовых слюд в полиминеральные псевдоморфозы. Наиболее распространены псевдоморфозы, центральная часть которых представлена симплектитовыми срастаниями биотит + плагиоклаз (± кианит и гранат), окруженными зональной короной полевого шпата. Реже встречаются сложные псевдоморфозы, состоящие из мусковита и/или биотита с кианитом, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, рутила, иногда с участием граната, дюмортьерита и корунда. Короны полевого шпата имеют зональное строение: калиевый полевой шпат на границе с кварцем сменяется альбитом (An_3), а альбит, в свою очередь, сменяется Ca-Na плагиоклазом по направлению к центру псевдоморфозы. В центре псевдоморфозы может быть калиевый полевой шпат и плагиоклаз, как вместе, так и только один полевой шпат. Иногда полевой шпат в промежутке между альбитом и полиминеральным центром псевдоморфозы представлен мезопертитом – регулярными выделениями калиевого полевого шпата в плагиоклазе.

В экспериментах по плавлению кварц-фенгитовых сланцев **[5]** на месте монокристаллов фенгита формировались полиминеральные псевдоморфозы, состоящие из биотита, калиевого полевого шпата и силиката алюминия, погруженных в расплав и окруженных каймой расплава

на границе с кварцем. Флюидные включения были изучены в кварце. Полученные термокриометрические данные свидетельствуют о гетерогенном по составу флюиде. Флюидные включения в кварце имеют углекислотный состав и Ca-Mg-Na хлоридный состав с концентрацией солей 18.18–11.35 мас. % NaCl-эквивалента.

В пределах кианитовой зоны дегидратационное плавление фенгита описывается реакцией инконгруэнтного плавления Phe+Qtz=Ky+Kfs+Phl+melt (1) и Phe+Qtz=Ky+Kfs+Grt+Rt+melt (2). По аналогии с этими экспериментами можно предположить, что зональные полевошпатовые короны в исследованных гранат-фенгит-кварцевых породах формировались при плавлении фенгитовых слюд и отражают эволюцию расплава. Появление калиевого полевого шпата в этой реакции является свидетельством H_2O-ненасыщенных условий, так как в присутствии воды Kfs в экспериментах не формировался **[2]**. Кварц-дефицитный минеральный парагенезис мусковита, калиевого полевого шпата, биотита, плагиоклаза и корунда согласуется с реакцией дегидратации Phe = Crn + Kfs + Bt + H_2O (3). По-видимому, короны калиевого полевого шпата, являющиеся перитектической фазой реакции (1), сыграли роль природного контейнера, ограничившего приток кремнезема в область псевдоморфозы. Также необходимо отметить, что при плавлении фенгита расплав не удалялся из места зарождения. Этот эффект, по-видимому, связан с бронирующим эффектом вмещающего кварца. Фазе расплава отвечают плагиоклазы переменного состава, высокотемпературные полевые шпаты (представленные сейчас мезопертитами), сформированные при субсолидусной кристаллизации минерала из расплава и, возможно, некоторая часть калиевых полевых шпатов.

Мы предлагаем сценарий формирования гранат-фенгит-кварцевых пород как продукта метаморфической трансформации океанического глинисто-кремнеземистого осадка. В процессе эклогитового метаморфизма глиноземистые осадки были преобразованы в крупнозернистые гранат-кианит-фенгит-кварцевые породы при давлении не меньше 21 кбар и температуре 650–750 °С. В процессе перемещения эклогитизированных осадков на верхние уровни в условиях гранулитового метаморфизма повышенных давлений фенгит испытал инконгруэнтное плавление с формированием сложных полиминеральных псевдоморфоз. Пик высокотемпературного метаморфизма в ходе эксгумации оценивается как 850–900 °С, т.е. на 50–100 °С выше, чем в ранних оценках. В заключение следует отметить, что гранат-фенгит-кварцевые породы могут представлять собой кислый расплав, сформированный при дегидратационном плавлении гидротермально измененной океанической коры в зоне субдукции.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН № 19.

[1] *Hermann J., Rubatto D.* Subduction of continental crust to mantle depth: geochemistry of ultrahigh-pressure rocks // Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford: Elsevier, 2014. P. 309–340.

[2] *Massonne H.-J.* Hydration, dehydration, and melting of metamorphosed granitic and quartz-dioritic rocks at high and ultrahigh pressure conditions // Earth and Planetary Sciences Letters. 2009. V. 288. P. 244–254.

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

[4] *Dokukina K.A., Mints M.V., Konilov A.N.* Melting of eclogite facies sedimentary rocks in the Belomorian Eclogite Province, Russia // Journal of Metamorphic Geology. 2017. V. 35. P. 435–451.

[5] *Brearley A.J., Rubie D.C.* Effects of H_2O on the disequilibrium breakdown of muscovite + quartz // Journal of Petrology. 1990. V. 31. P. 925–956.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2018. Выпуск 16. С. 96–98

ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ИГНОКСКОГО ГАББРО-ДИОРИТОВОГО МАССИВА УРИКСКО-ИЙСКОГО ГРАБЕНА (ЮЖНАЯ ЧАСТЬ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

Т.В. Донская[1], Д.П. Гладкочуб[1], А.М. Мазукабзов[1], Е.Н. Лепехина[2], Е.И. Демонтерова[1], З.Л. Мотова[1]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, tanlen@crust.irk.ru
[2] Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского

Южно-Сибирский постколлизионный магматический пояс протягивается вдоль всего южного края Сибирского кратона на расстояние около 2500 км **[1]**. Магматические образования этого пояса имеют возраст 1.88–1.84 млрд лет и фиксируют окончательное становление Сибирского кратона как единой структуры, а также возможное вхождение его в структуру суперконтинента Колумбия **[1–3]**. Породы пояса представлены преимущественно гранитоидами и ассоциирующими с ними вулканитами кислого состава, магматические образования основного – среднего состава отмечаются в пределах Южно-Сибирского пояса в подчиненном количестве. В частности, единичные дайки долеритов были отмечены в Бирюсинском, Шарыжалгайском, Байкальском выступах и Чара-Олекминском блоке Алданского щита **[4–7]**. В Чара-Олекминском блоке также расположен Чинейский массив габброидов, имеющих возраст 1.87 млрд лет **[8]**. В связи с тем, что для большинства гранитоидов и вулканитов кислого состава в Южно-Сибирском магматическом поясе фиксируется добавление мантийного материала в их источники **[9–12]**, любая информация о магматических образованиях основного состава как потенциальных поставщиках этого материала представляется чрезвычайно важной.

Одной из ключевых структур южного фланга Сибирского кратона с точки зрения изучения палеопротерозойского постколлизионного магматизма является Урикско-Ийский грабен, располагающийся между Шарыжалгайским и Бирюсинским выступами фундамента. Формирование пород грабена началось на временном рубеже ~1.9 млрд лет в обстановке растяжения, связанной с коллапсом орогена, возникшего в результате коллизии Бирюсинского и Шарыжалгайского блоков, которая завершилась внедрением постколлизионных магматических образований, входящих в структуру Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса **[13]**. Большинство постколлизионных магматических комплексов располагается в юго-западной и южной части грабена, где они прорывают осадочные отложения большеречинской свиты (аналог ингашинской свиты, расположенной в северо-восточной части грабена). Однако один из массивов (Игнокский) находится в центральной части грабена и сложен, согласно данным геологического картирования **[14]**, магматическими породами основного – среднего состава. Результаты детального изучения пород этого массива и представлены в настоящей работе.

Игнокский массив располагается в районе устья р. Игнок при впадении в р. Оку. Породы массива прорывают осадочно-вулканогенные отложения нижней подсвиты далдарминской свиты. Площадь массива составляет не более 20 км^2 **[14]**. Согласно проведенным нами исследованиям, в строении Игнокского массива участвуют породы двух фаз. Первая фаза представлена среднезернистыми габбро, во вторую фазу объединяются породы, составляющие непрерывный ряд от биотитовых габбро через габбро-диориты и диориты до кварцевых диоритов. Породы обеих фаз прорваны жилами аплитов.

Габброиды первой фазы пользуются локальным распространением в Игнокском массиве. По минеральному составу эти породы могут быть отнесены к габбро-норитам, они содержат в качестве основных минералов плагиоклаз, орто- и клинопироксен. Плагиоклазы преимущественно соссюритизированы, пироксены частично обрастают роговой обманкой. Содержание SiO_2 в габброидах составляет около 52 мас. %, Na_2O+K_2O=3.1–3.6 мас. %, магнезиальность mg#=67–68. Породы характеризуются низкими содержаниями TiO_2=~0.6 мас. % и P_2O_5= =~0.9 мас. %, а также фракционированными спектрами распределения РЗЭ $[(La/Yb)_n$=7.0–7.5].

На мультиэлементных спектрах габброидов первой фазы отмечаются отрицательные аномалии по Nb (Nb/Nb*=0.43–0.45) и Ti (Ti/Ti*=0.44–0.46), что предполагает наличие корового материала в их источнике.

Породы второй фазы составляют основной объем Игнокского массива. Отличительной чертой магматических образований второй фазы является их повышенная щелочность. Габброиды второй фазы по минеральному составу соответствуют биотитовым габбро-норитам. В ряду габбро-диориты – диориты – кварцевые диориты отмечается увеличение количества роговой обманки и уменьшение пироксена, а также увеличение содержаний кварца и калиевого полевого шпата. Биотит в качестве второстепенного минерала присутствует во всех породах. Содержание SiO_2 в породах второй фазы Игнокского массива варьируется от 50 до 63 мас. % при Na_2O+ +K_2O=4.0–6.7 мас. %. На диаграмме (Na_2O+K_2O)–SiO_2 **[15]** точки составов проанализированных габброидов – диоритов располагаются вдоль линии, разделяющей породы нормального и умеренного щелочных рядов. Магнезиальность (mg #) изменяется от 53 до 66. Породы характеризуются содержаниями TiO_2=0.6–1.6 мас. % и P_2O_5=0.26–0.68 мас. %, которые хорошо коррелируются с SiO_2 и mg #, свидетельствуя о их принадлежности к единой дифференцированной серии. Все проанализированные габброиды и диориты обнаруживают сильно фракционированные спектры распределения РЗЭ [$(La/Yb)_n$=20–33]. На мультиэлементных спектрах изученных магматических образований отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по Nb (Nb/Nb*= =0.09–0.19) и Ti (Ti/Ti*=0.20–0.25). Породы второй фазы обнаруживают значения $\varepsilon_{Nd}(t)$, изменяющиеся от +0.3 до –0.8, и раннепротерозойский Nd модельный возраст T_{DM}=2.3–2.4 млрд лет. Изотопно-геохимические характеристики габброидов – диоритов второй фазы Игнокского массива позволяют предполагать существенный вклад пород нижней коры в их источник.

Датирование U-Pb методом единичных зерен циркона из пробы кварцевого диорита второй фазы Игнокского массива (обр. 1665) было проведено на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). Рассчитанный конкордантный возраст для кварцевого диорита составил 1836±10 млн лет (n=10, СКВО=0.20). Таким образом, формирование пород Игнокского массива имело место на завершающей стадии становления Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса.

Исследованный Игнокский массив Урикско-Ийского грабена является еще одним представителем немногочисленных магматических образований основного – среднего состава в структуре Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса. Однако реконструируемые источники для пород массива, в которых преобладает нижнекоровый материал, не позволяют рассматривать габброиды Игнокского массива в качестве возможных индикаторов мантийного материала, добавляемого в источники палеопротерозойских постколлизионных гранитоидов.

Геологические и геохронологические исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-00764), а геохимические и изотопные исследования – за счет средств Российского научного фонда (проект № 18-17-00101).

[1] *Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А.* Северо-Байкальский вулкано-плутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // ДАН. 2003. Т. 392. № 4. С. 506–511.

[2] *Didenko A.N., Vodovozov V.Y., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Bibikova E.V., Kirnozova T.I.* Palaeomagnetism and U-Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implications for pre-Neoproterozoic tectonics // Geological Society, London, Special Publications. 2009. V. 323. P. 145–163.

[3] *Donskaya T., Gladkochub D., Mazukabzov A., Pisarevsky S.* Paleoproterozoic granitoids marking the Siberian craton and Pre-Rodinia supercontinent assembly // Supercontinent Symposium 2012. Espoo, Finland: Geological Survey of Finland, 2012. P. 37–38.

[4] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Мотова З.Л., Львов П.А.* Новый Саяно-Бирюсинский раннепротерозойский вулканоплутонический пояс в южной части Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 82–84.

[5] *Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Мазукабзов А.М., Седерлунд У., Скляров Е.В., Донская Т.В., Эрнст Р.Е., Станевич А.М.* Первые свидетельства палеопротерозойского постколлизионного базитового магматизма в Присаянском выступе фундамента Сибирского кратона // ДАН. 2013. Т. 450. № 4. С. 440–444.

[6] *Шохонова М.Н., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Падерин И.П.* Палеопротерозойские базальтоиды Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Сибирского кратона: возраст и петрогенезис // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 8. С. 1049–1072.

[7] *Попов Н.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Постников А.А., Тимофеев В.Ф., Березкин В.И., Ларин А.М., Федосеенко А.М., Яковлева С.З.* Диабазы куранахского комплекса западной части Алдано-Станового щита: возраст и тектоническое положение // ДАН. 2012. Т. 442. № 3. С. 365–368.

[8] *Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А., Сальникова Е.Б., Шапорина М.Н., Ларин А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М.* Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // ДАН. 2009. Т. 424. № 4. С. 517–521.

[9] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М.* Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 253–279.

[10] *Донская Т.В., Бибикова Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Баянова Т.Б., Де Ваэле Б., Диденко А.Н., Бухаров А.А., Кирнозова Т.И.* Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 452–479.

[11] *Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б.* Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 282–303.

[12] *Туркина О.М., Капитонов И.Н.* Изотопный Lu-Hf состав циркона как индикатор источников расплава для палеопротерозойских коллизионных гранитов (Шарыжалгайский выступ, Сибирский кратон) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 2. С. 181–199.

[13] *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.

[14] *Галимова Т.Ф., Пашкова А.Г., Поваринцева С.А., Перфильев, В.В., Намолова М.М., Андрющенко С.В., Денисенко Е.П., Пермяков С.А., Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Плеханов А.О.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47 – Нижнеудинск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 652 с. + 14 вкл.

[15] *Шарпенок Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А.* TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.

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

2018. Выпуск 16. С. 99–101

ПЕТРОГРАФИЯ И ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ВИТИМКАН-ЦИПИНСКОЙ ЗОНЫ (УЧАСТОК БЕРЕЗОВЫЙ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Н.А. Доронина[1], А.В. Патрахина[2], О.Р. Минина[1], Т.А. Гонегер[1]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dna48@mail.ru
[2] Улан-Удэ, ООО Бурятгеоцентр, ant-patr@mail.ru

На основании палеонтологических данных на территории Западного Забайкалья выделена герцинская Витимкан-Ципинсая структурно-формационная зона **[1]**. Магматизм этой зоны остается неизученным. Мы получили первые значения возраста вулканических и интрузивных пород на участке Березовом Багдаринской подзоны Витимкан-Ципинской зоны.

В геологическом строении бассейна руч. Березовый участвуют стратифицированные породы девонского и каменноугольного возраста, прорванные палеозойскими гранитоидами. Известняки и доломиты ороченской свиты (D_1-D_2) образуют карбонатный риф, богатый органическими остатками (мшанки, криноидеи, тентакулиты, кораллы, конодонты, водоросли, макрофлора) **[1]**. Среди перекрывающих отложений выделены последовательно якшинская свита (D_3 jk), представленная алевропелитами, алевролитами с прослоями известняков и доломитов; точерская свита (D_3fm – C_1t tch), которую слагают туфогенные песчаники и алевролиты, туффиты, аргиллиты с единичными прослоями известняков; багдаринская свита (D_3-C_2 bg), в ее состав входят пестроцветные песчаники карбонатные полимиктовые с прослоями полевошпат-кварцевых, карбонат-кварцевых алевролитов и конгломератов, и ауглейская свита (C_2 ag), к которой отнесены полимиктовые и карбонатные конгломераты и конглобрекчии, песчаники кварц-полевошпатовые и алевролиты карбонатные.

На участке Березовый отложения точерской свиты пространственно совмещены с полем вулканических пород, но соотношения стратоподразделений не установлены. В стратотипе в Багдаринском синклинории точерская свита представлена терригенными породами (песчаниками с линзами алевролитов, гравелитов и конгломератов), углеродистыми аргиллитами, известняками, пепловыми туфами, туффитами, силицитами, туфоалевролитами и туфопесчаниками. Вулканические породы в ее составе не известны. Возраст свиты на основании палеонтологических данных определяется интервалом фаменский ярус верхнего девона – начало турне нижнего карбона (D_3fm – C_1t tch) **[2]**.

В северо-восточном обрамлении рифа контакт с точерской свитой стратиграфический субвертикальный. На водоразделе руч. Березовый – р. Точер наблюдаются последовательно: в нижней части склона чередование (0.5–1.8 м) обломочных известняков и псаммитовых туффитов тонко- и среднезернистых общей мощностью до 200 м, выше туффиты с прослоями черных сланцев (мощность до 450 м). Среднюю часть склона слагают субвулканические породы: базальты, андезибазальты, трахибазальты и трахиандезибазальты, трахиандезиты, дациты и риолиты низкощелочные, нормальной щелочности и трахириолиты. На гребне водораздела залегает элювий туфобрекчий и разнообломочных туфопесчаников с обломками риолитового состава, подчиненно туффиты, аргиллиты, среди них встречаются линзы риолитов, основных вулканитов и амфиболовых ортосланцев. На северо-восточном склоне водораздела точерская свита прорвана гранитоидами Точерской интрузии. Граница интрузии неровная с останцами туфопесчаников в эндоконтакте, жилками мелкокристаллических лейкогранитов, кордиеритовыми роговиками по туфоалевролитам в экзоконтакте. Кроме того, породы рифа и обрамления (ороченская и точерская свиты) прорываются дискордантными маломощными (0.4–1.5 м) дайками базальтов и щелочных базальтов.

В южном обрамлении рифа вулканиты представлены базальтами и трахибазальтами, включающими останцы тремолитовых мраморов, субвулканическими риолитами и дацитами. Предполагался каменноугольный возраст вулканитов.

Петрография вулканических пород. При описании в скобках указывается состав полевых шпатов в миналах. Для всех вулканитов характерна порфировая структура, обусловленная

наличием вкрапленников плагиоклаза и амфибола (в основных разностях). В породах доминируют вторичные минералы по вкрапленникам и основе: хлорит, титанит, эпидот, Fe-кальцит, кварц, серпентинит (по оливинам).

Основную ткань в основных вулканитах (SiO_2 41.4–56.3 мас. %) нормальной и умеренной щелочности низко и умеренно-калиевых составляют плагиоклаз и амфибол, реже калишпат, биотит, магнетит и ильменит. Породы этой группы различаются количеством (об. %) плагиоклаза в матриксе (в базальтах и трахибазальтах – 25, в андезибазальтах и трахиандезибазальтах – 60) и структурой матрикса. Плагиоклазы вкрапленников и матрикса отвечают составам альбита и андезина, амфиболы – ряду актинолита-паргасита, биотиты относятся к полям аннитов – сидерофиллитов. Структура офитовая, коррозионная, микрозернистая, нематобластовая и лепидонематобластовая; текстура трахитоидная, параллельно-полосчатая, сланцеватая, часто миндалекаменная, брекчиевидная.

Дайки представлены порфировыми базальтами нормальной щелочности и высококалиевым щелочным базальтом. Матрикс в этих породах раскристаллизован неравномерно, превращен в шестовато-лучистый агрегат калийсодержащих цеолитов, хлорита и кальцита, в который погружены идиоморфные кристаллики диопсида и плагиоклаза. Вкрапленники представлены плагиоклазом (0–5 и 27–37 An), псевдоморфозами серпентинита и рудного минерала по оливину. Миндалины выполнены хлорит-кальцитовым агрегатом. Структура бластопорфировая, толеитовая, микрошестовато-лучистая, псевдоморфная. Текстура миндалекаменная с элементами такситовой.

Вулканиты кислого состава (SiO_2>60 мас. %) представлены порфировыми дацитами, риолитами от низко- до умеренно-щелочных и от низко- до высококалиевых. Вкрапленники в них представлены кварцем и альбитом (0–2 An). Основную ткань пород составляют альбит, серицит, клиноцоизит, стекло, «запыленное» включениями магнетита, титанит, апатит, зерна сульфидов. Трещинки залечены кварцем. Структура трахитоидная, лепидогранобластовая, текстура порфировая.

Гранитоиды, прорывающие точерскую свиту, образуют интрузии Точерскую (по р. Точер на востоке) и Иннокскую (на юге участка). Точерская интрузия, субизометричная в плане, с размерами 5×4 км, опробована в интервале 1.2 км от края к центру. В ее составе монцониты биотит-двупироксеновые, кварцевые монцониты, граниты биотит-амфиболовые, редко биотитовые. Иннокская интрузия размером 3.5×5.5 км удлинена на северо-восток, ограничена разломами. В ее изученной части (300 м от края) преобладают граниты и гранодиориты (отвечающие узкому диапазону SiO_2 68.62–69.90 и Na_2O+K_2O 7.55–7.76) биотитовые, реже – биотит-амфиболовые, которые включают скиалиты биотит-амфиболовых монцодиоритов. Отдельные маломощные штоки и дайки слагают роговообманковые габбро-диориты и биотитосодержащие лейкограниты. Интрузии ранее не датировались, предполагался их среднепалеозойский возраст.

Петрография интрузивных пород. Интрузивные породы мелкокристаллические, неравномерно порфировидные из-за присутствия вкрапленников полевых шпатов (от 10 до 35–40 об. %) и крупных призм амфибола (в габбро-диоритах). Темноцветные минералы образуют гломеробласты, их содержание варьируется от единичных зерен в лейкократовых гранитах до 35 об. % в габбро-диоритах. Породы умеренно изменены, сохранили структурно-текстурный рисунок. Наблюдается незначительная хлоритизация темноцветных минералов, соссюритизация плагиоклаза. В монцонитах ортопироксены (энстатит-ферросилит) последовательно замещаются авгитом, роговой обманкой. Характерно корродирование темноцветных минералов и циркона аллотриоморфными зернами основной массы (полевыми шпатами и кварцем), а также мирмекиты, капельный кварц, пертиты разной конфигурации. Структура габбро-диоритов субофитовая; монцонитов и кварцевых монцонитов – гипидиоморфно-зернистая, мирмекитовая, коррозионная; гранитов – гломеропорфировая с элементами криптовой и аллотриоморфнозернистой; микрогранитов – аллотриоморфнозернистая, коррозионная. Текстура массивная, такситовая, участками брекчиевидная.

Датирование магматических пород выполнено для определения их возраста относительно пород точерской свиты.

Для датирования опробованы андезибазальты восточного поля вулканитов (54°25'59.4" с.ш., 113°16'02.3" в.д.) и амфибол-биотитовые граниты из внутренней части Точерской интрузии (54°28'09.4" с.ш., 113°15'39.6" в.д.). Исследование изотопов урана и свинца в цирконах андезибазальтов (проба 1043г) проведено в ЦИИ ВСЕГЕИ методом SHRIMP II, оператор Е.Н. Лепехина. Определение содержаний и изотопных составов Sm и Nd по валу этой же пробы выполнены в КНЦ РАН Т.Б. Баяновой.

Результаты изучения подтверждают среднекаменноугольный (башкирский) возраст андезибазальтов: 314.4±3.5 млн лет, n=7, MSWD=0.46, свидетельствуют о коровой природе вулканитов и верхнекарельском модельном возрасте: εNd_{314}=–3.90, T(DM)=1920 млн лет. В пробе присутствуют окатанные зерна с возрастом 2711±26 млн лет и 786±11 млн лет.

Цирконы из гранитов Точерской интрузии (проба 6167в) проанализированы в ГИН СО РАН LA-ICP-MS методом, оператор В.Б. Хубанов. Пробоподготовка и изготовление шашки выполнены Т.А. Гонегер. Результаты свидетельствуют о раннепермском возрасте гранитов: 291±3.2 млн лет, n=25, MSWD=1.4.

Выводы. 1. Установленный возраст не позволяет включать вулканические породы участка Березовый в состав верхнедевонской точерской свиты. 2. Граниты Точерской интрузии соответствуют возрастному интервалу Витимканского комплекса.

[1] *Минина О.Р.* Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция): Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2014. 36 с.

[2] *Минина О.Р., Руженцев С.В., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Катюха Ю.П.* Новые данные по стратиграфии палеозоя Икат-Багдаринской и Еравнинской зон Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 6. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 2. С. 38–40.

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

2018. Выпуск 16. С. 102

ОЦЕНКА РОЛИ ПРОЦЕССОВ СУБДУКЦИИ ПРИ НЕОАРХЕЙСКОМ КОРООБРАЗОВАНИИ (НА ПРИМЕРЕ СЕРЫХ ГНЕЙСОВ ГАРГАНСКОЙ ГЛЫБЫ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

С.В. Ефремов, Н.А. Горячев, С.И. Дриль, Н.С. Герасимов, И.В. Левицкий

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

В результате исследований на основе геохимических и изотопных данных показано, что наиболее вероятным источником неоархейских пород тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации (ТТГА) Гарганской глыбы (Восточный Саян) являются измененные при взаимодействии с морской водой породы базальтового слоя океанической литосферы (AOC – altered oceanic crust).

Ассоциирующие с ТТГА амфиболиты имеют геохимические характеристики известково-щелочных базальтов. Наиболее вероятной моделью их образования является плавление пород мантийного клина, преобразованного в зоне субдукции метасоматическим агентом со средним составом ТТГА.

Полученные данные позволяют говорить о важной роли процессов субдукции при формировании серогнейсовой коры Тувино-Монгольского микроконтинента, фрагментом которой является Гарганская глыба.

По серым гнейсам Гарганской глыбы получена Sm-Nd изохронная датировка 2861±25 млн лет, при первичном отношении $^{143}Nd/^{144}Nd$=0.509019±0.000020 (СКВО=1.4).

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту IX.129.1.3. (№ 0350-2016-0029) при финансовой поддержке Правительства Иркутской области (проект № 17-45-388083 р_а) и РФФИ (проекты № 17-05-00399 а, № 18-55-52001 МНТ_а).

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

2018. Выпуск 16. С. 103

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕЛКОМАСШТАБНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ДЛЯ РАСШИФРОВКИ ЭВОЛЮЦИИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

С.В. Ефремов, А.М. Спиридонов, Н.А. Горячев, А.Е. Будяк

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

Статья посвящена апробации нового методического подхода к расшифровке эволюции рудно-магматических систем (РМС). Подход основан на изучении геохимических полей, связанных с различными этапами эволюции магматического очага, сопровождающихся рудной минерализацией. В качестве материала для исследований использовались результаты геохимической съемки по потокам рассеяния в пределах Карийского рудного узла (Восточное Забайкалье).

Выполненный анализ особенностей состава и последовательности выделения геохимических полей позволил более детально взглянуть на эволюцию Карийской РМС.

Было установлено, что мы имеем дело с сильно эродированной редкометалльной РМС, сформированной в два завершенных гидротермальных цикла. Первый цикл связан с эволюцией верхней магматической камеры (апикальной части Кара-Чачинского массива). Главным полезным компонентом этой гидротермальной системы был Mo.

Второй цикл развития РМС связан с эволюцией нижней магматической камеры. Эта гидротермальная система также являлась редкометалльной, ее профилирующим элементом был W, однако главным полезным компонентом является Au.

Было установлено, что Au мобильно на всех стадиях эволюции поздней гидротермальной системы и накапливается при наложении одной стадии рудного процесса на другую.

В качестве источника Au могут рассматриваться гранитоиды Кара-Чачинского массива. Не менее вероятной является гипотеза о поступлении его вместе с B с нижних уровней магматической системы либо в составе трансмагматических флюидов из-за ее пределов.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проектам IX.129.1.3. (№ 0350-2016-0029), IX.130.3. (№ 0350-2016-0032), при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00399 а) и Правительства Иркутской области (проект № 17-45-388083 р_а).

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

2018. Выпуск 16. С. 104–105

ХАРАКТЕР ДЕФОРМИРОВАНИЯ БЛОКОВЫХ СТРУКТУР ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

В.С. Жижерин, М.А. Серов

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

Исследуемый регион находится в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса в области контактного взаимодействия Евразийской и Амурской литосферных плит. До настоящего времени в научном сообществе нет единого представления о локализации границ Амурской плиты. Различные авторы картируют ее северную границу в районе от Тукурингрской до Становой системы разломов **[2]**. Представленные в этой работе данные описывают характер деформационных процессов в отмеченном выше районе.

Исследование базируется на многолетней экспериментальной работе авторов по получению оценок скорости смещения геодезических пунктов на основе методов космической геодезии. Полученные в ходе проведения полевых работ GPS-данные обрабатывались программным комплексом GAMIT/GLOBK. Процесс обработки включает в себя несколько этапов. Сначала с помощью полученных в поле GPS-приемником измерений, а также загруженных с сервера NASA точных эфемерид GPS-спутников, навигационных данных и rinex-файлов стабильных

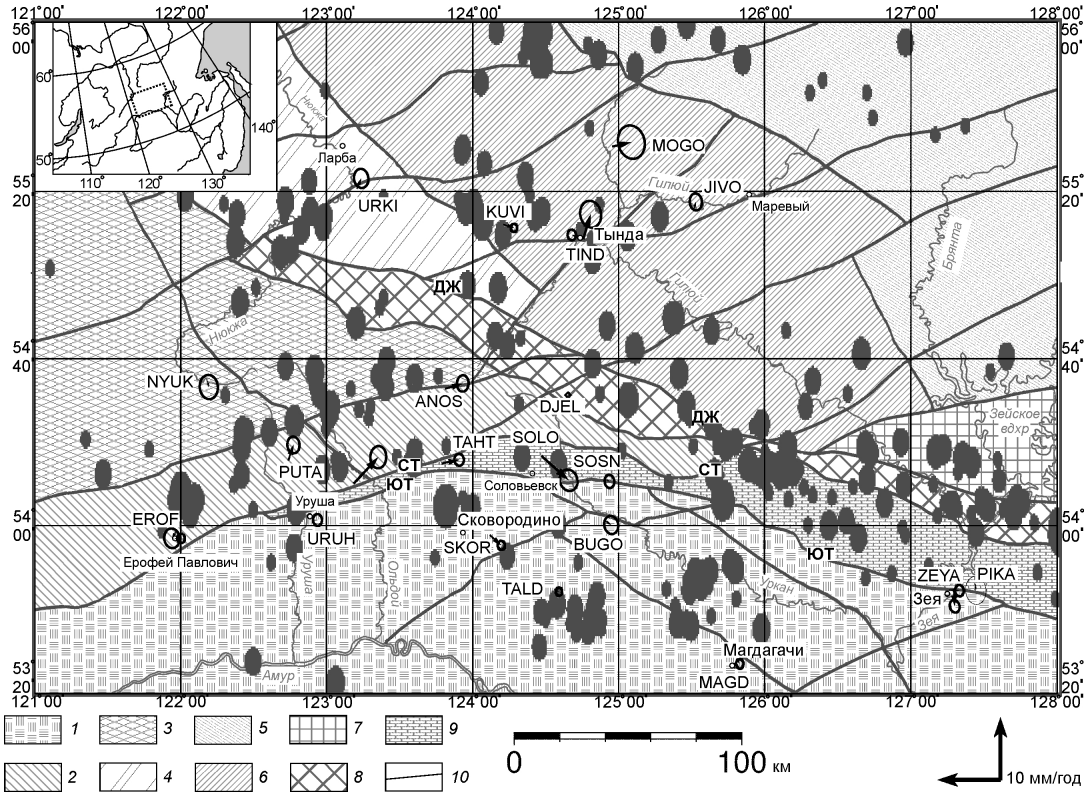


Схема блокового строения Верхнего Приамурья. Главные тектонические структуры Верхнего Приамурья: *1* – Аргунский континентальный массив; *2–3* – структуры Селенга-Станового террейна, блоки: *2* – Урканский, *3* – Могочинский; *4–7* – структуры Джугджуро-Станового террейна, блоки: *4* – Ларбинский, *5* – Брянтинский, *6* – Иликанский, *7* – Дамбукинский; *8–9* – шовные зоны: *8* – Джелтулакская шовная зона, *9* – Монголо-Охотский складчатый пояс; *10* – разломы различного ранга, из них наиболее активные: ЮТ – Южно-Тукурингрский, СТ – Северо-Тукурингрский, ДЖ – Джелтулакский. Векторы скорости смещений пунктов (стрелки) приведены с эллипсами 95%-ного доверительного интервала.

станций международной сети IGS вычислялись временные ряды положения геодезических пунктов. После анализа и фильтрации временных рядов и удаления из них явных выбросов, временные ряды от каждой полевой кампании объединялись в единое решение, в котором в большинстве случаев погрешности определения координат пунктов не превышали 1 мм. На заключительном этапе полученные от каждой кампании решения использовались для вычисления средней годовой скорости смещения геодезических пунктов.

Для наглядности в приводимой ниже схеме (рисунок) показаны не абсолютные скорости смещения пунктов, а их относительные значения, пересчитанные относительно пункта DJEL. На схеме отражено блоковое строение выделяемой области, а также приводится информация о зарегистрированных здесь землетрясениях, собранных в каталогах международного сейсмологического центра ISC.

На представленной схеме видно, что векторное поле смещений геодезических пунктов наиболее неоднородно между Южно- и Северо-Тукурингрским разломами, на левом фланге Монголо-Охотского складчатого пояса. Повышенная сейсмичность приурочена к областям земной коры, соотносимым с шовными зонами, разделяющими тектонические единицы, и местами контакта крупных блоков. Для Аргунского континентального массива скопление очагов землетрясений вблизи пункта TALD и севернее пункта MAGD, вероятнее всего, связано с происходящими там магматическими процессами **[1]**.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00049).

[1] *Жижерин В.С., Серов М.А., Сорокин А.П.* Современная кинематика северной окраины Аргунского континентального массива (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. 2018. Т. 479. № 1. С. 41–43.

[2] *Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., Романовский Б.Ф., Каплун В.Б., Горнов П.Ю.* Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 2. С. 3–17.

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

2018. Выпуск 16. С. 106–108

ХАРАКТЕРИСТИКИ САМОПОДОБИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ И СЕТИ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ В ПРЕДЕЛАХ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

В.С. Захаров[1, 3], А.Н. Диденко[2, 4], Г.З. Гильманова[2], Т.В. Меркулова[2]

[1] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет
[2] Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
[3] Дубна, Университет «Дубна»
[4] Хабаровск, Тихоокеанский государственный университет

Сейсмичность Сихотэ-Алинского региона обусловлена двумя основными процессами: субдукцией Тихоокеанской океанической плиты под Амурскую континентальную и взаимодействием по системе разломов северо-северо-восточного простирания на востоке (Центрально-Сихотэ-Алинская) и северо-восточного простирания на западе (Харпийско-Курско-Приамурская – северный сегмент системы Тан-Лу) **[2]**. Регион исследования менее активен в сейсмическом отношении по сравнению с находящимися восточнее Курило-Камчатской и Японской островными дугами, тем не менее он характеризуется весьма заметной сейсмичностью. В настоящей статье мы продолжаем представлять результаты исследований, направленных на изучение сейсмотектоники региона, исходя из подходов теории динамических систем и фракталов, начатых в работе **[3]**.

Исследование иерархических свойств разномасштабных разрывных нарушений проводилось во многих работах **[7, 8, 10, 13, и др.]**. Эти свойства выражаются в степенных законах, объединяющих различные характеристики разломных структур, а также в сейсмичности, с ними связанной. Использование подходов фрактальной геометрии в разломной тектонике существенно увеличит возможности применяемых в ней численных методов. Возможности такого подхода при анализе характеристик самоподобия систем активных разломов Евразии (в тесной связи с характеристиками сейсмичности) продемонстрировано, например, в **[5]**.

Целью настоящей работы является комплексный анализ характеристик самоподобия сейсмичности, сети активных разломов в пределах Сихотэ-Алинского орогенного пояса и прилегающих территорий, сопоставление этих характеристик между собой, с тектоникой и геодинамикой региона.

В работе анализировался район, ограниченный координатами: 43–55° с.ш. и 129–141° в.д. В качестве основного источника данных о сейсмичности региона нами использован банк данных землетрясений в пределах Амурской плиты с 1500 по 2013 г., составленный в лаборатории сейсмологии и сейсмотектоники ИТиГ ДВО РАН по геоисторическим материалам и каталогам Геофизической службы РАН. Общее количество землетрясений, по которым проводился анализ – 5177. Мощность коры в данном районе варьируется согласно модели CRUST 2.0 **[11]** в диапазоне 14–38 км, поэтому при дальнейшем анализе к ко́ровым землетрясениям относились те, глубина которых не превышала 38 км. В качестве исходных данных об активных разломах региона для анализа и сопоставления с характеристиками сейсмичности нами использована электронная версия карты разломов и их описание **[4]**. Анализ проводился с помощью авторской программы FrAnGeo **[5, 6]**.

Для выявления пространственных особенностей сейсмичности проводился расчет поверхностной плотности в скользящем окне 2×2°, шаг смещения окна составлял 0.5°. Распределение поверхностной плотности существенно отличается от нормального и варьируется в пределах 0–2.81 1/км^2. Кроме того, распределение имеет бимодальный характер. Помимо главного максимума на низких значениях плотности, что соответствует сейсмически неактивным или малоактивным зонам, выражен также явный максимум в диапазоне 1.7–1.9 1/км^2, хотя и значительно меньший по амплитуде, соответствующий областям повышенной сейсмической активности. Полученные результаты хорошо согласуются с результатами, представленными ранее в работе **[3]**, а также **[9]**, и свидетельствуют о том, что исследуемая территория весьма неодно-

родна по проявлениям сейсмичности. Вариации поверхностной плотности очагов показывают, что наиболее активные участки земной коры, характеризующиеся наиболее высоким значением плотности распределения эпицентров, связаны с Харпийско-Курско-Приамурской зоной северо-восточного простирания, являющейся северным сегментом трансрегиональной разломной системы Тан-Лу **[2]**.

Для всех сейсмических событий, зарегистрированных на исследуемой площади, вне зависимости от их магнитуды, клеточным методом **[13]** была определена фрактальная размерность D_e распределения эпицентров землетрясений. Диапазон размеров клеток, которые использованы при вычислении D_e – от 4.000 до 0.125°. Установлено, что фрактальная размерность всего поля эпицентров составляет D_e=1.51±0.08, для коровых землетрясений D_e=1.49±0.07, для верхнекоровых землетрясений D_e=1.46±0.07, что является уточнением результатов, полученных нами ранее **[3]**.

Между характеристиками плотности очагов и фрактальной размерностью существует корреляция, имеющая ярко выраженный нелинейный характер. Наши результаты хорошо согласуются с исследованиями зависимости фрактальной размерности от пространственной плотности элементов множества как на модельных объектах с известной размерностью (салфетки Серпинского и др.), так и для наблюденной сейсмичности. Эта связь может быть описана эмпирическим соотношением вида $D=A+B(1-e^{-\alpha\rho})$ **[12, 13]**. Такая зависимость объясняется тем, что локальные разномасштабные подвижки, с которыми связаны землетрясения разной силы (энергии), происходят на так называемом остове перколяционного кластера – совокупности элементов (разномасштабных разрывов), по которым реализуется разрушение при землетрясении **[7, 8, 13]**. По мере накопления данных и увеличения количества, и, соответственно, плотности очагов происходит переход к предельной структуре разрушения, размерность которой и определяется размерностью перколяционного кластера. При достижении насыщения (при больших значениях ρ) $D_{lim}=D(\rho\to\infty)=A+B$.

В нашем случае D_{lim}=1.47±0.14. Это значение (в пределах погрешности) равно значениям фрактальной размерности для всех трех вариантов расчета поля эпицентров региона, что может свидетельствовать о его нахождении в близкритическом состоянии, поддерживающем продолжение активного сейсмического процесса.

Поле значений наклона графика повторяемости b для ко́ровых землетрясений показывает, что его наибольшее абсолютное значение (≥0.7) соответствует районам развития дизъюнктивных нарушений в северной части Буреинского массива, в Харпийско-Курско-Приамурской зоне северо-восточного простирания, являющейся северным сегментом трансрегиональной разломной системы Тан-Лу. Другой максимум параметра b наблюдается в центральной зоне Сихотэ-Алиня. Минимальные значения наклона графика повторяемости приходятся на южную и северную зоны Сихотэ-Алиня. Основное различие в поле b между всей совокупностью землетрясений и только коровыми землетрясениями заключается в наличии для последних максимума значений b в Японском море (на границе шельфа). По всей видимости, это является следствием того, что относительно сильные землетрясения здесь – мантийные, а не ко́ровые, что и выражается в бо́льших значениях b для последних.

Для всех разломов из базы данных с помощью программы FrAnGeo **[5, 6]** была определена фрактальная размерность клеточным методом. При анализе каждый разлом считался линейным объектом, не имеющим структуры. Диапазон размеров клеток, которые использованы при вычислении D_f – от 4 до 0.0625°. Установлено, что фрактальная размерность всей сети разломов составляет D_f=1.68±0.03.

Сопоставление пространственного распределения значений фрактальной размерности разломной сети с основными тектоническими структурами региона показывает достаточно четкую зональность и приуроченность определенных диапазонов значений D_f к разным структурам: повышенные значения фрактальной размерности разломной сети соответствуют складчатым системам, а пониженные – впадинам и прогибам. Установлено хорошее соответствие поля параметра b для верхнекоровых землетрясений и поля размерности сети разломов D_f, на этом основании можно сделать вывод об общей согласованности самоподобного распределения магнитуды (и, следовательно, энергии) землетрясений и фрактального распределения размеров разрывных нарушений.

Исследование выполнено с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова **[1]** и при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 16-17-00015).

[1] *Воеводин Вл.В., Жуматий С.А., Соболев С.И., Антонов А.С., Брызгалов П.А., Никитенко Д.А., Стефанов К.С., Воеводин Вад.В.* Практика суперкомпьютера «Ломоносов» // Открытые системы. СУБД. 2012. № 7. С. 36–39.
[2] *Геодинамика, магматизм и металлогения востока России* / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
[3] *Диденко А.Н., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Меркулова Т.В., Архипов М.В.* Формализованный анализ коровой сейсмичности Сихотэ-Алиньского орогена и прилегающих территорий // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 2. С. 58–69.
[4] *Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З.* Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
[5] *Захаров В.С.* Анализ характеристик самоподобия сейсмичности и систем активных разломов Евразии // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2011. № 6. С. 10–17.
[6] *Захаров В.С.* Предварительный анализ самоподобия афтершоковой последовательности Японского землетрясения 11 марта 2011 г. // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2012. № 2. С. 52–56.
[7] *Садовский М.А.* Избранные труды: Геофизика и физика взрыва. М.: Наука, 2004. 439 с.
[8] *Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.
[9] *Степашко А.А., Меркулова Т.В., Диденко А.Н.* Геодинамика и закономерности сейсмичности восточного сегмента Амурской плиты // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 4. С. 28–43.
[10] *Шерман С.И.* Деструкция литосферы: разломно-блоковая делимость и ее тектонофизические закономерности // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 4. С. 315–344.
[11] CRUST 2.0. A New Global Crustal Model at 2×2 Degrees. http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html (дата обращения: 15.08.2018).
[12] *Robertson M.C., Sammis C.S., Sahimi M., Martin A.J.* Fractal analysis of three-dimensional spatial distributions of earthquakes with a percolation interpretation // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100. P. 609–620.
[13] *Turcotte D.L.* Fractals and chaos in geology and geophysics. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. 398 p.

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

2018. Выпуск 16. С. 109–110

ПОВЕДЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ (ЭПГ) И ЗОЛОТА В БЕЗРУДНЫХ ТРАППОВЫХ СИЛЛАХ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

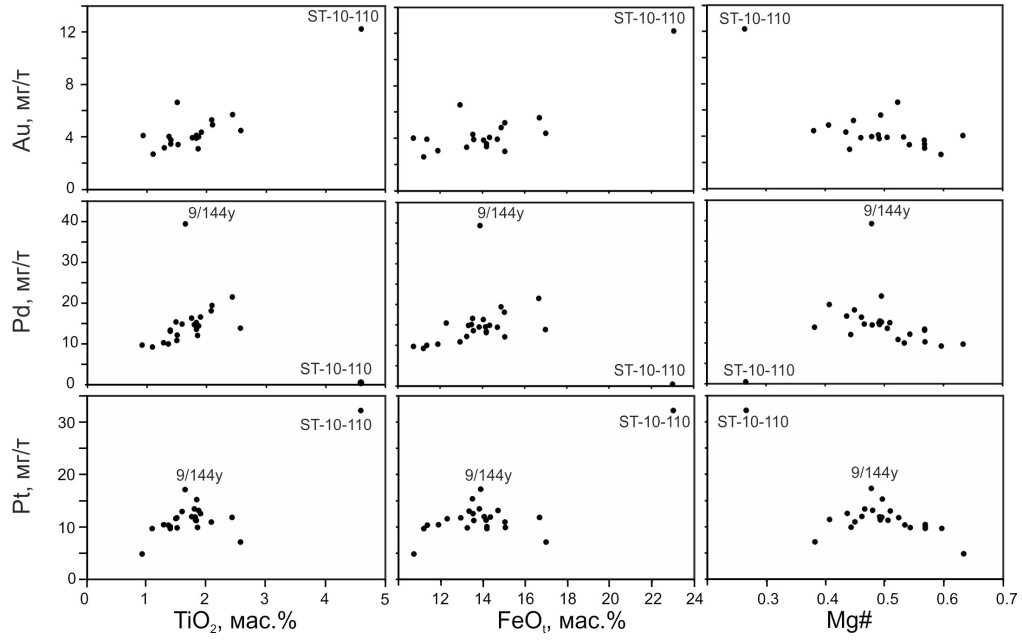
А.В. Иванов[1], Е.И. Демонтерова[1], А.Е. Марфин[1], М.Л. Фиорентини[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[2] Перт, Австралия, Университет Западной Австралии

Считается, что для образования сульфидсодержащих руд Cu-Ni±ЭПГ месторождений, генетически связанных с интрузивными телами континентальных траппов, исходно недосыщенная серой магма насыщается этим элементом, ассимилируя сульфатные осадки. В то же время, помимо сульфидных руд, в интрузиях (иногда в тех же самых) встречается бессульфидное ЭПГ оруденение. В этой работе мы делаем попытку понять поведение ЭПГ в базальтовой магме, используя безрудные, недосыщенные серой интрузии юга Сибирских траппов. Для исследований из трапповых силлов на территории от Тулуна до Кодинска отобраны 17 образцов долеритов, максимально различающихся по магнезиальности. В них определены содержания петрогенных компонентов, микроэлементов, включая ЭПГ и Au, а также изотопный состав Sr и Nd. С точки зрения химического и изотопного состава, изученные силлы юга Сибирских траппов подобны рудным и безрудным интрузиям Норильск-Талнахского района Сибирских траппов. Однако в изученных нами интрузиях проявления сульфидной или ЭПГ минерализации не известны. Таким образом, полученные в работе данные можно использовать в качестве фоновых значений при построении моделей рудогенеза.

Изученные образцы интрузий юга Сибирских траппов варьируются по магнезиальности от Mg# 0.63 до 0.26, указывая на то, что среди них встречаются как слабо- так и сильнодифференцированные разности. При этом не наблюдается корреляции между химическим и изотопным составом образцов. Это говорит о том, что интрузии представлены различными порциями магмы, которая затем дифференцировала в сторону образования низкомагнезиальных составов.

Концентрации золота в изученных образцах положительно коррелируют с концентрациями TiO_2, FeO_t и отрицательно коррелируют с Mg# (рисунок), указывая на несовместимый



Соотношения концентраций Au, Pd и Pt с TiO_2, FeO_t и Mg# в изученных образцах интрузий юга провинции Сибирских траппов.

характер золота, что приводит к его накоплению в ходе дифференциации. Максимальные концентрации золота в наиболее дифференцированном образце (Mg#=0.26) достигают 12 мг/т. Палладий, в целом, ведет себя, как золото. Накопление этого элемента также идет в ходе дифференциации. Однако в наиболее дифференцированном образце вместо ожидаемых ~40 мг/т измеренные концентрации палладия близки к нулю (рисунок). По-видимому, палладий при высоких концентрациях начинает образовывать собственные фазы, приводя к крайне неоднородному распределению этого элемента (т.е. пустая основная масса с редкими вкраплениями палладийсодержащих фаз). Максимальные концентрации платины зафиксированы также в наиболее дифференцированном образце и составляют 32.6 мг/т (рисунок).

Таким образом, в случае недосыщенности магмы серой такие элементы, как золото, платина и палладий, ведут себя как несовместимые элементы. В наименее дифференцированных разностях их концентрации не превышают 5–10 мг/т Pt, 10 мг/т Pd и 2–4 мг/т Au. В ходе дифференциации происходит накопление этих элементов, но не более чем в шесть раз при примерно трехкратном снижении магнезиальности. Для построения моделей оруденения, связанного с трапповыми интрузиями, следует учитывать, что исходные концентрации платины и палладия в магме составляют максимум первые десятки мг/т.

Работа выполнена по гранту РНФ 16-17-10068.

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

2018. Выпуск 16. С. 111–113

УТОЧНЕНИЕ ИСХОДНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ КОДАРО-УДОКАНСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ (РЕВИЗИЯ ИМЕЮЩИХСЯ ДАННЫХ И НОВЫЕ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ)

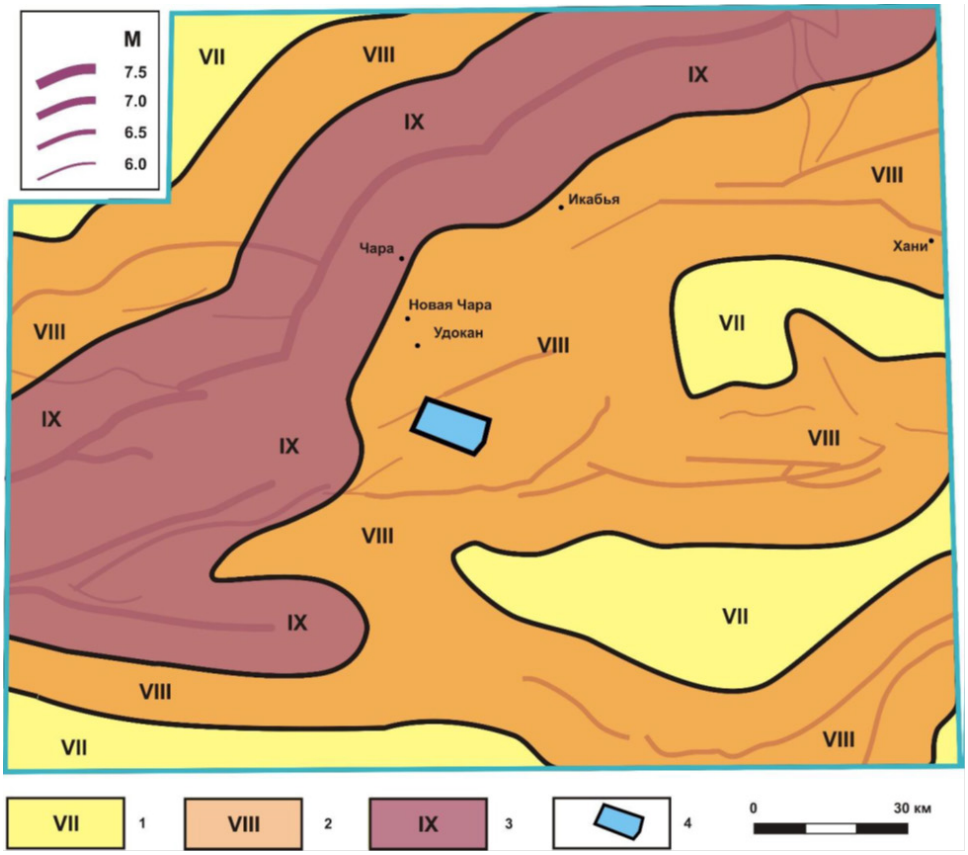
В.С. Имаев, В.А. Саньков, А.В. Чипизубов, О.П. Смекалин, А.А. Добрынина, Л.П. Имаева, А.И. Мирошниченко

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Определение уровня сейсмической угрозы для отдаленных горно-таежных районов Восточной Сибири (трассы БАМ), территории слабозаселенной и плохо изученной прямыми сейсмогеологическими наблюдениями, – одна из ключевых задач, стоящих перед бурно развивающейся горно-геологической промышленностью Российской Федерации. Именно к таким объектам относится территория Удоканского меднорудного месторождения, одного из крупнейших месторождений меди в России, расположенного в отрогах хребта Удокан.

Медное месторождение Удокан располагается в 30 км южнее п. Новая Чара, в отрогах одноименного хребта, являющегося южным обрамлением Чарской впадины, которая входит в систему крупнейших мировых рифтовых внутриконтинентальных систем и замыкает Байкальскую рифтовую зону (БРЗ) на востоке. Характерной чертой всех рифтовых структур БРЗ является их высокая сейсмическая активность и неотектоническая переработка кристаллического субстрата дистальных замыканий впадин (выполненных кайнозойскими осадочными толщами большой мощности – до 3–5 км) процессами деструкции земной коры и формирования так называемых «эмбриональных» рифтовых впадин, характеризующих собой разрастание или «продвижение» рифтов, разрушающих межвпадинные перемычки. Именно к таким сейсмогенным структурам тяготеют самые высокие значения сейсмического потенциала территории. Проведенные в предыдущие годы (1962–1985 гг.) геолого-геофизические работы и специальные сейсмогеологические работы по изучению неотектоники и сейсмической активности восточного фланга БРЗ привели к стойкому убеждению представителей иркутской школы сейсмогеологии (под научным руководством В.П. Солоненко) о чрезвычайно высоком, едва ли не самом сейсмоопасном на территории Восточной Сибири и Дальнего Востока, уровне сейсмической угрозы этого региона **[1, 3, 4, 8]**. Именно эти фактические материалы были положены в основу карты Общего сейсмического районирования Российской Федерации (ОСР-97) и последующих карт ОСР-2015 и ОСР-2016 **[2, 6–8, 12, 14]**, на которых территория месторождения Удокан, впрочем как и вся Чарская впадина, вместе с обрамляющими ее горными хребтами Кодар с северо-востока и Удокан с юго-запада, наделена сейсмическим потенциалом в 9–10 баллов интенсивности по шкале MSK-64.

Для установления величины исходной сейсмической опасности Удоканского месторождения нами в 2018 г. были проведены серьезные ревизионные и полевые заверочные сейсмотектонические исследования территории месторождения. Разумеется, что при проведении сейсмотектонических работ детальными исследованиями была охвачена территория всего восточного фланга БРЗ. Специальными предшествующими палеосейсмогеологическими исследованиями в Кодаро-Удоканской зоне **[9]** было выделено 16 палеосейсмогенных структур (ПСС), из которых 7 находились непосредственно в районе площадки проектируемого горно-металлургического комбината (ГМК). В более поздних работах **[3, 11]** приводится список уже из 13 ПСС структур, из которых только 10 представлены сейсмотектоническими, а три других были отнесены к сейсмогравитационным структурам. В результате сейсмогеологических работ по зоне БАМ **[2]** из списка ПСС были исключены еще две структуры (Эмегачи и Ущелистая) и в районе месторождения на настоящий момент осталось только две ПСС (Нижнеингамакитская и Чина-Вакатская). Все забракованные ПСС связывались с сейсмогенным разломом в правом борту троговой долины р. Нижний Ингамакит, выделение которого в настоящее время проблематично. Можно предполагать наличие здесь зоны древнего разлома, умеренно активизированного на неотектоническом этапе, по зоне которого заложилась долина вышеуказанной реки. Уступ



Карта уточненной сейсмической опасности районирования Чарской впадины и сопредельных хребтов. *1* – сейсмические районы с интенсивностью 7 баллов, *2* – 8 баллов, *3* – 9 баллов, *4* – промышленная площадка ГМК «Удокан».

вдоль склона долины приурочен к краевой части ледника, как и впечатляющие ледниковые формы, внешне похожие на сейсмогенные рвы.

При полевых сейсмотектонических исследованиях А.В. Чипизубов с соавторами **[10, 12]** пришли к выводу, что и многие другие сейсмотектонические ПСС в Кодаро-Удоканском районе могут быть ледниковыми или сейсмогравитационными формами рельефа. К таковым относятся ПСС Баронка, Сюльбанская, Довачан, Чина-Вакатская, Эбгахлир, Медведь, Читкандинская **[12]**. В большинстве случаев для них характерна несоразмеримость масштабов макроформ рельефа (рвы глубиной от 8 до 50 м и уступы высотой до 50 м) и их протяженности (первые километры), что не свойственно современным сейсмодислокациям. Исследования показали, что за дислокации Чино-Вакатской ПСС (протяженность 43 км) можно принять только 20–50-метровые уступы на протяжении 5 км по левому борту троговой долины реки Нижний Ингамакит. Они приурочены к древнему разломному контакту различных по прочности пород (базиты и песчаники), что не исключает литоморфного фактора в их формировании. Основную же роль в образовании столь мощных уступов играли гравитационные смещения, которые можно объяснить как снятием напряжений после схода ледника (феномен сакунга), так и сейсмическим воздействием, что предпочтительнее. Протяженность обновленного разрыва составляет не более 25 км с большими (до 10 км) перерывами. Непротяженные фрагменты представлены разнородными макроформами рельефа (гигантские рвы глубиной от 8–10 м до 50 м на участке «Талая» и сбросо-обвал со рвами глубиной до 15 м на участке «Этырко»). При полевом обследовании было установлено, что на всем протяжении Чина-Вакатской ПСС нет ни одного достоверного фрагмента сейсмотектонической природы.

В результате обобщения материалов по наблюденной сейсмичности и проведенного сейсмотектонического анализа геолого-геофизических материалов (из литературных и фондовых источников) нами составлена предварительная карта уточненной сейсмической опасности района Удоканского месторождения или, возможно, даже детального сейсмического районирования масштаба 1:200000 (ДСР). За основу составления карты приняты три группы независимых данных: сейсмостатистические, сейсмотектонические и палеосейсмогеологические. Следует

отметить, что именно такой комплексный подход к изучению сейсмической опасности той или иной территории считается общепринятым и является наиболее соответствующим мировому уровню изучения сейсмической опасности отдельных структур (рисунок).

Формально граница 9-балльного района по простиранию сейсмогенерирующей зоны должна быть отнесена примерно на 15 км от ее края в обе стороны от сейсмогенерирующей структуры вкрест простирания, согласно известным уравнениям Шебалина-Блэйка **[13]**. Большая часть территории исследований занята площадями с 8-балльными сотрясениями. В эту территорию попадает большая часть Чарской впадины и ее южные горные отроги, вплоть до фрагментов Становой шовной зоны, которая оценивается нами в зону ВОЗ, способную генерировать землетрясения с магнитудой 6.5 (интенсивность 8–9 баллов). Кстати, таким же сейсмическим потенциалом обладают структуры Куандинской и Довачанской эмбриональных впадин, связанных с Лурбунским и Конда-Эймнахским разломами с М=7.0–7.5 (интенсивность 9 баллов). Из сейсмоопасных структур, расположенных вблизи месторождения Удокан, наибольшую опасность представляет собой Чина-Вакатский разлом, длина активизированного отрезка которого соответствует оценкам магнитудного потенциала в М=6.5 (интенсивность 8 баллов). Таким же сейсмическим потенциалом обладает структура Кемен и соответствующий ей активный разлом северо-восточного простирания (М=6.5, интенсивность 8–9 баллов). Верхнекаларская впадина имеет сходные магнитудные характеристики, обеспеченные палеосейсмодислокацией Медведь и дающие данной структуре магнитуду М=6.5 (интенсивность 8–9 баллов).

[1] *Геология и сейсмичность зоны БАМ*. Неотектоника / Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука, 1984. 207 с.

[2] *Геология и сейсмичность зоны БАМ*. Структурно-вещественные комплексы и тектоника / Ред. М.М. Мандельбаум. Новосибирск: Наука, 1983. 189 с.

[3] *Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья* / Ред. В.П. Солоненко. М.: Наука, 1966. 230 с.

[4] *Имаева Л.П., Мельникова В.И., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Мельников А.И., Гриб Н.Н.* Эволюция сейсмотектонических процессов восточного фланга Байкальской рифтовой зоны. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. 202 с.

[5] *Николаев В.В., Солоненко В.П., Хилько С.Д.* Эволюция рифтового процесса на северо-востоке Байкальской зоны // Байкальский рифт. Новосибирск: Наука, 1975. С. 120–129.

[6] *Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации*. Пояснительная записка к комплекту карт ОСР-2016 и список населенных пунктов, расположенных в сейсмоактивных зонах / Ред. В.И. Уломов, М.И. Богданов // Инженерные изыскания. 2016. № 7. С. 48–121.

[7] *Рогожин Е.А. и др.* Карта общего сейсмического районирования Российской Федерации. М.: ИФЗ РАН, 2015. 56 с.

[8] *Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы* / Ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 303 с.

[9] *Солоненко В.П.* Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Известия АН СССР, серия геологическая. 1962. № 11. С. 58–74.

[10] *Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С.* Палеоземлетрясения Прибайкалья: методы и результаты датирования // Геотектоника. 2010. № 2. С. 77–96.

[11] *Геология и сейсмичность зоны БАМ.* Сейсмогеология и сейсмическое районирование / Ред. М.М. Мандельбаум. Новосибирск: Наука, 1985. 193 с.

[12] *Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М., Имаев В.С.* Палеосейсмичность Прибайкалья // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36. № 1. С. 7–22.

[13] *Шебалин Н.В.* Балльность, магнитуда и глубина очага землетрясений // Землетрясения в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 126–138.

[14] *Уломов В.И., Богданов М.И.* Новый комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-2016) // Инженерные изыскания. 2016. № 8. С. 47–149.

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

2018. Выпуск 16. С. 114–115

НОВЫЕ ПАЛЕО- И ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ОТЛОЖЕНИЯМ РАЗРЕЗА ТОЛОГОЙ (БУРЯТИЯ) И ИХ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

А.Ю. Казанский[1], Г.Г. Матасова[2], А.А. Щетников[3], И.А. Филинов[3]

[1] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, kazansky_alex@mail.ru

[2] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, matasovagg@ipgg.sbras.ru

[3] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, shch@crust.irk.ru

Разрез Тологой (51º45’ с.ш., 107º29’ в.д.) расположен в Иволгинской впадине на левом берегу р. Селенги, к юго-западу от г. Улан-Удэ. Он является опорным не только для Западного Забайкалья, но и для всей Восточной Сибири в целом. В разрезе выделяется три стратиграфических уровня **[1]**: верхний (верхний плейстоцен), средний (средний – нижний плейстоцен) и нижний (верхний плиоцен). В основании разреза вскрываются красноцветные отложения, считающиеся стратотипом чикойской (тологойской) свиты **[2]**.

В работе приводятся результаты палео- и петромагнитных исследований, сравнение их с результатами гранулометрического изучения отложений разреза Тологой, а также палеоклиматическая интерпретация магнитных свойств осадков. Все измерения выполнены по стандартным методикам в Палеомагнитном центре ИНГГ СО РАН. Для палеомагнитных исследований в интервале от 0 до 20 м были отобраны 89 ориентированных образцов (со средним интервалом 23 см), для изучения магнитных свойств и гранулометрических исследований – 220 неориентированных проб через 5–10 см.

Палеомагнитный анализ показал, что по результатам ступенчатого размагничивания переменным полем естественная остаточная намагниченность образцов состоит из двух компонентов: низкокоэрцитивного (предположительно вязкого), разрушающегося в полях от 10 до 30 мТл, и высококоэрцитивного, как правило, являющегося характеристическим (ChRM). По преобладающему направлению ChRM разрез подразделяется на две палеомагнитные зоны – верхнюю (выше глубины 1110 см) прямой полярности и нижнюю (ниже 1140 см) обратной полярности. Верхняя зона характеризуется преимущественно прямой полярностью, только один образец имеет заниженное наклонение и несколько образцов – большие (>15°) доверительные интервалы, все эти образцы характеризуются низкими величинами NRM и большим вкладом вязкой намагниченности. В нижней части разреза разброс направлений ChRM существенно выше. Кроме обратных направлений ChRM, антиподальных прямой намагниченности, здесь присутствуют также единичные образцы с положительным наклонением и с заниженным до –4…–6° отрицательным наклонением. Эти образцы представляют лишь отдельные стратиграфические уровни, все они сосредоточены в двух интервалах глубин – 12.7–14.7 м и 17.0–18.5 м. Согласно имеющимся биостратиграфическим данным, верхняя зона прямой полярности отвечает хрону Брюнес, а нижняя – хрону Матуяма, аномальные горизонты внутри хрона Матуяма на настоящий момент не имеют самостоятельного стратиграфического значения. Таким образом, граница Матуяма/Брюнес (0.77 млн лет. лет), соответствующая границе раннего и среднего плейстоцена **[3]**, в разрезе Тологой располагается на глубине ~11.2 м от верхней кромки разреза.

Результаты петромагнитных и гранулометрических исследований осадков в разрезе Тологой показали, что изменения магнитных и гранулометрических параметров по разрезу уверенно дифференцируют отложения по составу и генетическому типу, что, в свою очередь, позволило уточнить строение разреза. По комплексу данных в разрезе выделено пять горизонтов ископаемых почв (ПК1 – 3.2–3.9 м, ПК2 – 5.5–6.5 м, ПК3 – 9.1–10.0 м, ПК4 – 13–15, ПК-5 – 16.5–17.0 м), разделенных прослоями суглинков, супесей и песков. По петромагнитным характеристикам разрез уверенно делится на две части, граница между нижней и верхней частью

проходит в районе почвы П3, приблизительно по ее верхней границе ~9.2 м, что на 2 м выше по разрезу от границы Матуяма–Брюнес.

Петромагнитные параметры отложений сформировались главным образом под воздействием климатических условий. С этой точки зрения нижняя часть разреза образовалась в гораздо более теплых и влажных условиях, чем верхняя. Магнитные параметры ископаемых почв типичны для почв Сибирской субаэральной формации и полностью соответствуют «сибирской» модели записи палеоклимата в магнитных свойствах лессово-почвенных серий **[4].** В целом, ископаемые почвы разреза характеризуются меньшей концентрацией магнитных минералов, присутствием в магнитной фракции антиферромагнетиков, уменьшением эффективного размера магнитного зерна и бóльшим количеством ультратонких СПМ минералов наиболее вероятного аутигенного происхождения. Все эти признаки являются свидетельством переработки субаэральных отложений педогенными процессами различной степени интенсивности. Слабовыраженные изменения соответствующих магнитных параметров объясняются недостаточно сильными преобразованиями осадочного материала (т.е. слабой развитостью почв) либо денудацией почв с частичным или полным уничтожением некоторых почвенных горизонтов, сохранившихся в виде остатков (следов). По совокупности магнитных характеристик таких почв в разрезе две, причем верхнюю (глубина ~3–4 м, П1) можно считать слаборазвитой, а нижнюю (глубина ~16.5–17.0 м, П5) – плохо сохранившейся с перемешанным, растасканым солифлюкцией и склоновыми процессами материалом. Почвы средней части разреза (глубина ~9–10 м, П3, и 12.5–15.0 м, П4) демонстрируют ярко выраженные «почвенные» магнитные параметры, которые характеризуют их как зрелые, развитые, хорошо сохранившиеся. Почва на глубине ~5.5–7.5 м по большинству магнитных параметров состоит из двух почвенных горизонтов с небольшим песчаным прослоем на глубине 6.5–6.8 м, т.е. можно считать эту толщу ископаемым педокомплексом (ПК). Поскольку по гранулометрическим данным нижний горизонт ПК не выделяется, он не вынесен в рисунках в строение разреза.

Обращает на себя внимание поведение магнитных параметров внизу разреза (глубина 19.6–20.0 м), характерное для ископаемых почв. Возможно, этот горизонт остался нами незамеченным. К такому же выводу можно прийти на основании значений и поведения некоторых гранулометрических характеристик (например, динамический фактор F или содержание илистой фракции).

Все эти отличия ископаемых почв по магнитным свойствам от вмещающих отложений типичны для плейстоценовых ископаемых почв Сибири, но в эоплейстоценовых почвах Байкальского региона фиксация палеоклимата в магнитных свойствах субаэральных отложений происходила по «китайской» или «педогенной» модели **[5]**. Этот факт установлен нами при петромагнитном изучении разреза Тогай (о. Ольхон) **[6]**. Соответственно можно оценить возраст изученных почв в разрезе Тологой как не древнее конца эоплейстоцена.

Корреляционный анализ петромагнитных и гранулометрических характеристик позволил выявить интервалы разреза, на которых происходит резкая смена знака взаимосвязей. На этих участках можно предположить стратиграфические перерывы. Значительные перерывы (со сменой знака) установлены в районе глубин ~3 м, ~6.5 м, ~17; менее значительные (уменьшение тесноты связи без смены знака) – на глубинах ~9/10 м, ~12/13 м. Это приблизительно соответствует границам почв, с которыми, скорее всего, связаны перерывы в осадконакоплении, что подтверждается сокращением мощности и количества почвенных горизонтов.

[1] *Алексеева Н.В.* Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое (по данным фауны мелких млекопитающих). М., 2005. 141 с.

[2] *Базаров Д.Б.* Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ, 1968. 166 с.

[3] *Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M.* A Concise geologic time scale. Elsevier, 2016. 240 p.

[4] *Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Зыкина В.С.* Наложение «аляскинской» и «китайской» моделей записи палеоклимата в магнитных свойствах отложений верхнего и среднего неоплейстоцена на юге Западной Сибири // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 7. С. 638–651.

[5] *Evans M.E., Heller F.* Environmental magnetism. New York: Academic Press, 2003. 299 p.

[6] *Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Щетников А.А., Филинов И.А.* Корреляция петромагнитных и гранулометрических параметров четвертичных отложений разреза Тагай (о. Ольхон, оз. Байкал) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: Материалы международной школы-семинара. Ярославль: Филигрань, 2016. С. 103–110.

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

2018. Выпуск 16. С. 116–117

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ, ВРЕМЕННЫЕ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЦЕПОЧЕК ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

А.А. Какоурова, А.В. Ключевский

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, anna2015@crust.irk.ru

«Миграция» очагов землетрясений известна уже на протяжении многих десятков лет и выявлена во многих сейсмоактивных районах Земли **[1–4]**. Она исследовалась различными методами, однако эти методы обычно были неформализованными или полуформализованными, а в качестве исходных данных рассматривались немногочисленные сильные и умеренные землетрясения. Выделяемые цепочки землетрясений считались цепочками «миграций» землетрясений, а возможность формирования случайных цепочек сейсмических событий не проверялась.

Для выделения цепочек сейсмических событий в эпицентральном поле нами разработана формализованная методика. Основой методики является статистический азимутальный анализ большого количества землетрясений различных энергетических классов **[5]**. Такой подход к определению и выделению цепочек землетрясений позволяет формализовать понятие цепочки землетрясений, минимизировав таким образом субъективность в понимании этого термина. Под цепочкой землетрясений в работе понимается расположение эпицентров толчков, которое создается при квазилинейном одностороннем положении совокупности последовательных эпицентров трех или более землетрясений ($n \geq 3$) на поверхности исследуемой области литосферы. С использованием разработанной методики было осуществлено определение и выделение цепочек землетрясений в литосфере Байкальского региона в секторах допустимой нелинейности цепочки q=10° и q=20°. В качестве исходного материала использовались данные о 52700 землетрясениях представительных энергетических классов $K_P \geq 8$, зарегистрированных на территории Байкальского региона в период инструментального наблюдения – 1964–2013 гг. Цепочки выделялись как в полной выборке сейсмических событий, так и среди землетрясений отдельных энергетических классов.

В общей выборке было выделено 2143 цепочки в секторе q=10° и 4245 цепочек в секторе q=20°. Таким образом, с увеличением размера сектора допустимой нелинейности цепочки в два раза число выделенных цепочек увеличилось почти в два раза. Такая же закономерность наблюдалась при выделении цепочек землетрясений среди слабых сейсмических событий, а для землетрясений с $K_P \geq 13$ такой закономерности не выявлено (в этом случае число цепочек увеличилось незначительно). Это может быть связано как с относительно малым числом сильных землетрясений, так и с их квазилинейным расположением в пределах Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Большинство выделенных цепочек в секторах разного размера состоят из трех сейсмических событий, цепочки из четырех и пяти событий встречаются в небольшом количестве.

Построение карты-схемы расположения цепочек в литосфере Байкальского региона и диаграмм азимутов цепочек показали, что большинство цепочек землетрясений расположено в пределах БРЗ, а азимуты цепочек согласуются с расположением и северо-восток–юго-западной ориентировкой основных сейсмоактивных разломов БРЗ. Возрастание плотности цепочек наблюдается в зонах высокой плотности землетрясений. Распределение чисел цепочек по азимутам имеет вид нормального распределения с максимумами 50–60° и 240–260°. Можно отметить, что числа цепочек западного и восточного направления почти совпадают (1053 и 1090 для полной выборки).

На графиках годовых чисел цепочек землетрясений видно, что большинство цепочек формируется слабыми толчками, а годовые числа цепочек сильно варьируются. При сравнении этих графиков с графиками годовых чисел землетрясений различных энергетических классов видно, что максимумы цепочек наблюдаются в годы максимумов землетрясений или максимумы цепочек немного запаздывают. Коэффициенты парной линейной корреляции годовых чисел

цепочек и годовых чисел землетрясений имеют высокие значения (ρ>0.65) для землетрясений с K_P<10 и резко падают для более сильных толчков (ρ<0.35).

На графиках распределения логарифмов чисел цепочек по энергетическим классам $lgM(K_P)$ наблюдается линейное убывание числа цепочек с увеличением энергетического класса толчков как для сектора q=10°, так и для q=20°. Коэффициенты пропорциональности в уравнениях корреляции этих параметров достаточно близки к значению наклона графика повторяемости землетрясений γ в Байкальском регионе.

Как известно, количество землетрясений в площадках одной формы и размера на территории Байкальского региона сильно варьируется, а число выделенных цепочек зависит от числа сейсмических событий в выборке. Эти факторы не позволяют осуществлять сравнение параметров цепочек разных территорий. Для решения этой проблемы был осуществлен анализ плотности цепочек, полученных при разбиении на площадки территории Байкальского региона по методу «постоянной детальности» в квадратных площадках со сторонами длиной l=100 км и по методу «постоянной точности» с круглыми площадками, в каждой из которых находилось примерно N=1000 землетрясений. На картах видно, что в пределах БРЗ формируется зона повышенной плотности чисел цепочек сейсмических событий, и карта плотности цепочек корреспондирует с картой плотности эпицентров землетрясений. На карте, построенной методом «постоянной точности», наблюдается расширение зоны высокой плотности числа цепочек в площадках в зону с малым числом землетрясений. Кроме того, при методе «постоянной точности» получение данных и построение карты очень трудоемки. Отметим также, что карта, полученная по методу «постоянной детальности», лучше согласуется с картой плотности эпицентров землетрясений, так как эти карты получены по одному методу.

Таким образом, анализ пространственного, временного и энергетического распределения цепочек землетрясений указывает на тесную связь полученных закономерностей с пространственным, временным и энергетическим распределением землетрясений в Байкальском регионе. Этот факт, а также большое количество выделенных цепочек землетрясений позволяют предположить, что в литосфере региона и БРЗ могут возникать как цепочки «миграции» землетрясений, так и случайные цепочки толчков.

[1] *Викулин А.В.* Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2003. 150 с.

[2] *Новопашина А.В., Саньков В.А., Буддо В.Ю.* Пространственно-временной анализ сейсмических структур Байкальской рифтовой системы // Вулканология и сейсмология. 2012. № 4. С. 55–64.

[3] *Рихтер Ч.* Элементарная сейсмология: Пер. с англ. М.: Изд-во Иностранная литература, 1963. 670 с.

[4] *Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П.* О сейсмогеодинамике линеаментных структур горного обрамления Скифско-Туранской плиты // Физика Земли. 2006. № 7. С. 17–33.

[5] *Ключевский А.В., Какоурова А.А., Ключевская А.А., Демьянович В.М., Черных Е.Н.* Патент №2659334 RU. Способ определения цепочек землетрясений в эпицентральном поле сейсмичности.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2018. Выпуск 16. С. 118–119

СКОРОСТИ «ПЕРЕМЕЩЕНИЯ» ЭПИЦЕНТРОВ В ЦЕПОЧКАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

А.В. Ключевский, А.А. Какоурова

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

Явление «миграции» очагов землетрясений известно достаточно давно и наблюдалось в ряде сейсмоактивных зон, в том числе и в литосфере Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) **[1–4]**. Явление исследовалось различными методами и способами, обычно неформализованными, а в качестве исходных данных использовались, как правило, сильные землетрясения. Наблюдаемые квазилинейные цепочки землетрясений рассматривались как «миграции» очагов землетрясений, и возможность случайного формирования цепочек не проверялась и не обсуждалась.

Для определения и выделения квазилинейных цепочек землетрясений в эпицентральном поле сейсмичности нами разработана формализованная методика, в основе которой лежит статистический азимутальный анализ большого количества толчков различных энергетических классов **[5]**. Цепочка землетрясений понимается как совокупность эпицентров толчков, которая создается при квазилинейном одностороннем расположении последовательных эпицентров трех и более толчков на поверхности исследуемой области литосферы. Определение и выделение цепочек землетрясений в литосфере Байкальского региона выполнены в секторах допустимой нелинейности цепочки q=10° и q=20° по данным о 52700 толчках представительных энергетических классов $K_P \geq 8$, зарегистрированных в регионе с 1964 по 2013 г. Цепочки выделялись как в полной выборке сейсмических событий, так и среди землетрясений отдельных энергетических классов. В общей выборке с $K_P \geq 8$ было выделено 2143 цепочки в секторе q=10° и 4245 цепочек в секторе q=20° **[6]**. Анализ пространственно-временного и энергетического распределения цепочек указал на тесную связь с пространственным, временным и энергетическим распределением землетрясений в регионе. Этот факт, а также большое количество выделенных цепочек позволили предположить, что в эпицентральном поле сейсмичности БРЗ выделены как цепочки «миграции» землетрясений, обусловленные геофизическими процессами, так и цепочки толчков, сформированные случайным образом. Это предположение усиливается тем, что и в поле случайно распределенных «эпицентров» имитационных событий также выделяется значительное число цепочек так называемых «псевдомиграций», так как геофизическая природа «миграции» отсутствует **[7]**. В связи с этим возникла проблема детерминации цепочек «миграции» землетрясений, обусловленных геофизическими процессами, из массивов определенных и выделенных цепочек.

В качестве одного из вариантов решения этой задачи предполагалось использовать значения скоростей «перемещения» эпицентров в цепочках землетрясений. Для этого нужно связать скорости с каким-либо геофизическим фактором-воздействием, способным формировать цепочки землетрясений. Следует оговориться, что самое быстрое воздействие может реализоваться как триггер при распространении продольной P-волны от первого землетрясения цепочки ко второму ($V_P \approx 6.4$ км/с, $V_P \approx 2.0 \times 10^8$ км/год). Минимальная скорость воздействия, вероятно, может соответствовать скорости крипа ($V_C \approx 0.1$ мм/год, $V_C \approx 1.0 \times 10^{-7}$ км/год). В настоящее время широко обсуждается концепция медленных деформационных волн, предположительно распространяющихся по зонам разломов со скоростью 1–200 км/год (средней между отмеченными выше крайними значениями) и генерирующих последовательные в пространстве и времени очаги сильных землетрясений **[8]**.

Скорости изменения положения эпицентров толчков в выделенных цепочках определены нами по формуле V(км/год)=l/t, где l (км) – расстояние между толчками в цепочке, t (год) – время между этими землетрясениями. Для каждой цепочки определены три скорости – между первым и вторым, между вторым и третьим и между первым и третьим землетрясениями в цепочке. В каждой исследованной территории выявлен широкий диапазон скоростей, что вполне объяснимо с формальной стороны: максимальное значение V может наблюдаться для двух слу-

чайных событий, произошедших при минимальной разности времени между толчками (до t=0.1 с: $t\approx3.2\times10^{-9}$ года) на больших расстояниях $l\approx10^3$ км ($V\approx3.1\times10^{11}$ км/год). При афтершоках, произошедших через 0.1 с на расстояниях в 1 км $V\approx3.1\times10^8$ км/год. В Байкальском регионе ежегодно регистрируются 4–5 тыс. землетрясений с $K_P\geq8$ и при нормальном распределении среднее время между толчками соответствует примерно 30 мин. Если толчки произошли на расстоянии 900 км, то скорость «перемещения» равна $V\approx0.5$ км/с ($V\approx1.6\times10^7$ км/год); при расстоянии 90 км скорости $V\approx0.05$ км/с ($V\approx1.6\times10^6$ км/год). На основании этих оценок можно полагать, что у основной массы землетрясений Байкальского региона скорости «перемещения» формально соответствуют $V\sim10^6$–10^7 км/год. Минимальные значения скоростей определяются большими интервалами времени между сильными землетрясениями (десятки и сотни лет), произошедшими на одном разломе, допустим длиной $l\approx100$ км ($V\approx100/10\approx10$ км/год или $V\approx100/100\approx1$ км/год).

А.В. Викулин с коллегами **[9]** полагает, что природа миграции сейсмической активности связана с двумя типами ротационных волн, распространяющихся с разными скоростями. Первому типу со скоростями 1–10 см/с (315–3150 км/год) соответствуют волны, определяющие дальнодействующее взаимодействие очагов землетрясений. Второму – со скоростями 1–10 км/с, близкими к скоростям упругих волн в литосфере (3.15×10^7–3.15×10^8 км/год), – соответствуют волны, определяющие близкодействующее взаимодействие форшоков и афтершоков в пределах отдельно взятых очагов землетрясений. Авторы полагают, что согласно классификации **[10]**, такие типы и скорости распространения миграций соответствуют медленным и быстрым тектоническим волнам. В случаях «миграции» сильных землетрясений, описанных К. Касахара **[11]**, значения скоростей составляли от 10 до 150 км/год, что значительно меньше скоростей в последовательностях афтершоков ($\sim3.5\times10^6$ км/год). В работе [**12**] отмечено, что процесс сейсмомиграций можно рассматривать как проявление целого спектра деформационных волн с различными скоростями.

Таким образом, попытка разделить сейсмомиграции и псевдомиграции на основе скоростей «перемещения» эпицентров толчков в цепочках землетрясений Байкальского региона пока не увенчалась успехом. Возможно, более детальный анализ локальной структуры распределения скоростей позволит получить некоторую информацию, способствующую разрешению этой задачи. В целом, нужно искать какие-то параметры и характеристики геофизических процессов, физически обоснованно отражающие явление «миграции» очагов землетрясений. В качестве одного из них можно предложить условие квазипостоянства скоростей «перемещения» эпицентров толчков в цепочках землетрясений, связанное с неизменной скоростью распространения деформационного фактора-воздействия **[8]**.

[1] *Викулин А.В.* Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2003. 150 с.

[2] *Новопашина А.В., Саньков В.А., Буддо В.Ю.* Пространственно-временной анализ сейсмических структур Байкальской рифтовой системы // Вулканология и сейсмология. 2012. № 4. С. 55–64.

[3] *Рихтер Ч.* Элементарная сейсмология: Пер. с англ. М.: Иностранная литература, 1963. 670 с.

[4] *Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П.* О сейсмогеодинамике линеаментных структур горного обрамления Скифско-Туранской плиты // Физика Земли. 2006. № 7. С. 17–33.

[5] *Ключевский А.В., Какоурова А.А., Ключевская А.А., Демьянович В.М., Черных Е.Н.* Патент № 2659334 RU. Способ определения цепочек землетрясений в эпицентральном поле сейсмичности.

[6] *Какоурова А.А., Ключевский А.В.* Пространственные, временные и энергетические закономерности распределения цепочек землетрясений в литосфере Байкальского региона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 16. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. С. 116–117.

[7] *Ключевский А.В., Какоурова А.А.* Имитационная базовая модель мигрирующей сейсмичности // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2016. № 8. С. 74–84.

[8] *Макаров П.В., Перышкин А.Ю.* Моделирование «медленных движений» – автоволн неупругой деформации в пластичных и хрупких материалах и средах // Физическая мезомеханика. 2016. Т. 19. № 2. С. 32–46.

[9] *Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A.* Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3. P. 1–18.

[10] *Быков В.Г.* Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1176–1190.

[11] *Касахара К.* Механика землетрясений: Пер. с англ. М.: Мир, 1985. 264 с.

[12] *Levina E.A., Ruzhich V.V.* The seismicity migration study based on space-time diagrams // Geodynamics & Tectonophysics. 2015. V. 6. P. 225–240.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2018. Выпуск 16. С. 120–121

ВОЗРАСТ И ПРИРОДА ИСТОЧНИКОВ СНОСА МЕТАПЕСЧАНИКОВ КЕМЕНСКОЙ ПОДСЕРИИ УДОКАНСКОЙ СЕРИИ (АЛДАНСКИЙ ЩИТ): РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Lu-Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

В.П. Ковач[1], А.Б. Котов[1], Д.П. Гладкочуб[2], Е.В. Скляров[2], Б.М. Гороховский[1], С.Д. Великославинский[1], Е.В. Толмачева[1], Ю.В. Плоткина[1], К.-Л. Ван[3], Х.-Я. Ли[3]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.p.kovach@gmail.com
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dima@crust.irk.ru
[3] Тайпей, Тайвань, Институт наук о Земле, Академия Синика, kwang@earth.sinica.edu.tw

Терригенные отложения удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба являются гипостратотипом нижнего протерозоя Сибири и Дальнего Востока и традиционно расчленяются (снизу вверх) на кодарскую, чинейскую и кеменскую подсерии **[1]**. Важнейшей особенностью терригенных отложений Кодаро-Удоканского прогиба является присутствие меденосных песчаников в составе чинейской и кеменской подсерий **[2]**.

Возрастные границы формирования и источники сноса терригенных пород удоканской серии, а также ее отдельных стратиграфических подразделений являются во многом неопределенными. В этом плане обсуждаются результаты U-Th-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) и Lu-Hf изотопных (LA-MC-ICP-MS) исследований детритовых цирконов из метапесчаников кеменской подсерии.

Кеменская подсерия местами залегает несогласно с размывом и корами выветривания на отложениях чинейской серии, но чаще имеет с ними тектонические соотношения. В составе кеменской подсерии выделяются (снизу вверх) талаканская, сакуканская и намингинская свиты, находящиеся в согласном залегании. Мощность отложений кеменской подсерии оценивается в 4000–5500 м **[2]**.

U-Th-Pb геохронологические исследования выполнены для детритовых цирконов из пяти проб метапесчаников сакуканской, талаканской и намингинской свит кеменской подсерии удоканской серии. Перед анализами проводилось изучение морфологических особенностей циркона с помощью сканирующего электронного микроскопа в режимах вторичных электронов и катодолюминесценции и с помощью оптического микроскопа при увеличениях до 500–1000 раз. При этом проводилась типизация первичных расплавных включений, захваченных цирконом в ходе его магматической кристаллизации, и вторичных флюидных включений, образование которых связано с наложенными процессами.

Цирконы представлены преимущественно субидиоморфными коротко- и длиннопризматическими слабоокатанными кристаллами и их обломками с тонкой осцилляторной зональностью, свидетельствующей о их магматическом происхождении. Реже распространены субизометричные зерна, обломки и обрастания магматических ядер темные или светлые в режиме катодолюминесценции или с секториальной зональностью, что характерно для цирконов метаморфического происхождения.

U-Th-Pb LA-ICP-MS методом было исследовано 489 зерен циркона и получено 290 конкордантных определений возраста, которые находятся в интервалах 1896–2218, 2341–2596, 2650–2846, 2882–3082 млн лет с пиками на кривой относительной вероятности возрастов 2.02 (n=141), 2.16 (n=8), 2.18 (n=6), 2.38 (n=7), 2.54 (n=23), 2.73 (n=13), 2.82 (n=3), 2.93 (n=7), 2.97 (n=7), 3.00 (n=9) и 3.04 (n=11) млрд лет. Три кристалла цирконов имеют конкордантные оценки возраста около 3.14–3.16 и 3.33 млрд лет. Необходимо отметить, что во всех исследованных пробах преобладают цирконы с возрастом около 2.02–2.00 и 2.55–2.54 млрд лет. Таким образом, максимальный возраст накопления осадочных пород кеменской подсерии составляет приблизительно 2.0 млрд лет. Верхняя возрастная граница их отложения определяется возрастом 1876±4 млн лет гранитов Кеменского массива кодарского комплекса **[3]**.

Lu-Hf изотопные исследования выполнены для двух проб детритовых цирконов. Цирконы мезо- и неоархейского возраста характеризуются отрицательными и низкими положительными величинами $\varepsilon_{Hf}(t)$ – от –5.3 до +2.6 и модельным возрастом $t_{Hf(C)}$ в интервале 3.3–3.1 млрд лет, близким к Nd модельному возрасту тоналит-трондьемитовых гнейсов и гранитоидов олекминского комплекса Чаро-Олекминкого геоблока **[4]**. Среди детритовых цирконов палеопротерозойского возраста (1.97–2.08 млрд лет) может быть выделено три группы: $\varepsilon_{Hf}(t)$= = –9.5, $t_{Hf(C)}$=2.9 млрд лет; $\varepsilon_{Hf}(t)$ от –3.6 до –0.9, $t_{Hf(C)}$=2.0–2.5 млрд лет; $\varepsilon_{Hf}(t)$ от +1.7 до +6.6, $t_{Hf(C)}$=2.4–2.1 млрд лет.

Таким образом, источниками сноса метапесчаников кеменской подсерии удоканской серии являлись образования палеопротерозойского, нео- и мезоархейского возраста. Источниками цирконов архейского возраста могли выступать мезоархейские тоналит-трондьемитовые гнейсы и гранитоиды олекминского комплекса Чаро-Олекминского геоблока **[3]**, неоархейские гранитоиды чародоканского **[2]**, а части цирконов палеопротерозойского возраста – гранитоиды катугинского комплекса **[5]**, а также гранитоиды с возрастом 2105±6 млн лет, прорывающие отложения кодарской подсерии **[6]**. В то же время магматические комплексы с возрастом около 2.02–2.00, 2.18–2.16 и 2.38 млрд лет в Удоканской зоне Кодаро-Удоканского прогиба неизвестны. Геохронологические и Hf изотопные данные свидетельствуют о том, что значительную роль в формировании метаосадочных пород кеменской подсерии играли палеопротерозойские окраинно-континентальные и, возможно, островодужные комплексы, развитые в Чаро-Олекминском геоблоке или его обрамлении.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00905).

[1] *Федоровский В.С.* Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 130 с.

[2] *Государственная геологическая карта Российской Федерации.* Масштаб 1:1000000. Новая серия, лист O-(50) 51. Объяснительная записка / Ред. Е.П. Миронюк. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 428 с.

[3] *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Макарьев Л.Б., Тимашков А.Н., Бережная Н.Г., Яковлева С.З.* Новые данные о возрасте гранитов Кодарского и Тукурингрского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.

[4] *Котов А.Б.* Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2003.

[5] *Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З.* Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометалльного месторождения (Алданский щит) // ДАН. 2015. Т. 463. № 2. С. 187–191.

[6] *Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Ларин А.М., Толмачева Е.В., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.* Верхняя возрастная граница формирования протолитов метаосадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) // ДАН. 2018. Т. 479. № 4. С. 412–416.

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

2018. Выпуск 16. С. 122–123

ВЕРХНЯЯ ВОЗРАСТНАЯ ГРАНИЦА ФОРМИРОВАНИЯ СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ ТОЛЩ ОЛОНДИНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА ЧАРО-ОЛЕКМИНСКОГО ГЕОБЛОКА, АЛДАНСКИЙ ЩИТ

В.П. Ковач[1], А.Б. Котов[1], Е.Б. Сальникова[1], Н.В. Попов[2], И.В. Анисимова[1], С.Д. Великославинский[1], Ю.В. Плоткина[1], К.-Л. Ван[3]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.p.kovach@gmail.com
[2] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, PopovNV@ipgg.sbras.ru
[3] Тайпей, Тайвань, Институт наук о Земле, Академия Синика, kwang@earth.sinica.edu.tw

Чаро-Олекминский геоблок расположен в западной части Алданского щита, который является наиболее крупным выступом фундамента Сибирского кратона. Он занимает площадь около 140000 км^2. Его геологическое строение определяется серией сложнодеформированных тектонических пластин различной мощности, сложенных мигматизированными тоналит-трондьемитовыми гнейсами олекминского комплекса, слабометаморфизованными супракрустальными породами субганского комплекса и разновозрастными магматическими комплексами.

Слабометаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования субганского комплекса образуют субмеридиональные зеленокаменные пояса (Чара-Токкинский, Токко-Ханинский, Темулякит-Тунгурчинский и Субганский с запада на восток) со сложной складчатой внутренней структурой. Среди них лучше всего изучен Олондинский тектонический фрагмент (далее Олондинский пояс) Токко-Ханинского зеленокаменного пояса **[1–4 и др.]**. В плане Олондинский пояс имеет близкую к V- или Y-образной форму, его максимальная ширина составляет приблизительно 10 км, а длина – около 40 км. С запада и востока он ограничен субвертикальными взбросо-сдвигами соответственно субмеридионального и северо-восточного простирания. В южной части фрагмента породы субганского комплекса с резким угловым несогласием перекрыты метапесчаниками и метакварцито-песчаниками предположительно удоканской серии.

Олондинский пояс отличается от других зеленокаменных поясов Чаро-Олекминского геоблока широким развитием основных и ультраосновных магматических пород (коматииты, коматиитовые и толеитовые базальты, оливиниты, дуниты, перидотиты, пикриты) различных геохимических типов, известково-щелочных вулканитов и вулканогенно-осадочных пород среднего и кислого состава, а также интрузий габбро, диоритов и тоналитов. Относительная последовательность формирования коматиит-базальтовой и андезит-дацитовой толщ не установлена, поскольку границы между ними представляют собой поверхности разновозрастных синметаморфических и, возможно, дометаморфических разрывных нарушений. Породы пояса метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной амфиболитовой фации.

Имеющиеся в настоящее время оценки возраста **[3, 5–7]** свидетельствуют о формировании пород Олондинского пояса около 3.0 млрд лет назад. К сожалению, эти оценки возраста не соответствуют современным методическим подходам геохронологических исследований, или аналитические данные для них не были опубликованы. В связи с этим нами начаты систематические геохронологические исследования, направленные на получение информации о возрасте и последовательности формирования пород Олондинского пояса.

В качестве объекта исследований выбраны габброиды дифференцированного габбро-диорит-тоналитового комплекса, расположенного в центральной части Олондинского пояса **[1, 2]**. Между контрастными по составу разновидностями пород комплекса наблюдаются интрузивные соотношения с гомодромной последовательностью фаз внедрения. В эндоконтактовых зонах диоритов присутствуют ксенолиты рассланцованных (S_1) метавулканических пород субганского комплекса. Породы габбро-диорит-тоналитового комплекса подверглись структурно-метаморфическим преобразованиям этапов D_2 и D_3.

Методом ID-TIMS было проанализировано три микронавески циркона из габброидов, которые характеризуются незначительной возрастной дискордантностью (0.5–3.0 %), а точки его состава образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией составляет 3002±5 млн лет, нижнее составляет 1367±130 млн лет, СКВО=0.035. Принимая во внимание магматическую природу исследованных цирконов, оценку возраста 3002±6 млн лет следует рассматривать в качестве возраста кристаллизации габброидов дифференцированного габбро-диорит-тоналитового комплекса. Она в пределах погрешности совпадает с оценкой возраста 3018±10 млн лет диоритов этого же комплекса и метавулканитов кислого состава 2983±6, 2998±9 и 3006±11 млн лет **[6]**. Становление габброидов определяет верхнюю возрастную границу накопления вулканогенно-терригенных толщ субганского комплекса Олондинского пояса.

[1] *Попов Н.В., Смелов А.П., Добрецов Н.Н., Богомолова Л.М., Картавченко В.Г.* Олондинский зеленокаменный пояс. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 172 с.

[2] *Попов Н.В., Добрецов Н.Н., Смелов А.П., Богомолова Л.М.* Тектоника, метаморфизм и проблемы эволюции Олондинского зеленокаменного пояса, Алданский щит // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 84–98.

[3] *Пухтель И.С., Журавлев Д.З.* Петрология основных-ультраосновных метавулканитов и ассоциирующих с ними пород Олондинского зеленокаменного пояса, Алданский щит // Петрология. 1993. Т. 1. № 3. С. 308–348.

[4] *Puchtel I.S.* 3.0 Ga Olondo greenstone belt in the Aldan shield, E. Sibera // Precambrian ophiolites and related rocks / Ed. T.M. Kusky. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 405–423.

[5] *Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Макаров В.А., Другова Г.М., Бушмин С.А.* Возраст вулканизма Олондинского зеленокаменного пояса (Восточная Сибирь) // ДАН. 1984. Т. 279. С. 1424–1428.

[6] *Baadsgard H., Nutman A.P., Samsonov A.V.* Geochronology of the Olondo Greenstone Belt // 7-th International Conference on Geochronology, Cosmohronology and Isotope Geology. Canberra, Australia, 1990. P. 6.

[7] *Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgard H., Smelov A.P.* The Aldan shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Precambrian Research. 1992. V. 54. P. 195–210.

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

2018. Выпуск 16. С. 124–125

ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ИСТОЧНИКОВ МАГМАТИЗМА ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

А.М. Козловский[1], В.В. Ярмолюк[1], 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

Территория Заалтайской Гоби на юге Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое служила ареной для магматизма, связанного с закрытием бассейнов Палеоазиатского океана, разделяющих Сибирский, Северо-Китайский палеоконтиненты, а также расположенные между ними островные дуги и микроконтиненты. В магматизме этого времени отчетливо фиксируются несколько этапов, различающихся характером структурной локализации продуктов магматизма и составом магматических ассоциаций. С ранним этапом (около 350–320 млн лет назад) связано формирование крупных вулканических полей широкого диапазона составов от базальтов до риолитов и интрузивных массивов гранитоидов нормальной щелочности. Позже с перерывом во времени около 318 и 300–280 млн лет назад в пределах линейных грабенов происходили излияния базальтоидов, трахитов и риолитов повышенной щелочности, а также формировались массивы щелочных гранитов. Характер магматизма раннего этапа типичен для активных континентальных окраин и связывается с субдукцией океанической плиты Палеоазиатского океана под окраину Сибирского палеоконтинента. Магматизм поздних этапов может рассматриваться как постаккреционный. Такая последовательная смена магматических ассоциаций в течение короткого промежутка времени позволяет проследить эволюцию источников магматизма при изменении тектонических режимов. Поскольку магматические породы рассматриваемых этапов образуют широкий диапазон составов и могут быть связаны с разными источниками, отдельно будут рассмотрены сходные по кремнекислотности базальтоиды и салические породы.

Базальтоиды. Составы базальтов показывают отчетливую эволюцию от раннего надсубдукционного этапа к постаккреционным. Среди ранних базальтоидов преобладают низко- и умеренно-титанистые (TiO_2 0.6–1.6 %), тогда как в поздних концентрации TiO_2 возрастают – 1.1–3.1 %. Среди микроэлементов ярко фиксируется от ранних к поздним рост концентрации Nb (1.8–9 ppm и 3–20 ppm соответственно), La, Zr. Показательно изменение отношений микроэлементов, прежде всего с участием флюидомобильных (например, Ba) и высокозарядных (например, Nb): Ba/Nb в ранних 32–200, в постаккреционных породах с возрастом около 318 млн лет – 12–104, а в наиболее поздних – 12–48. Высокие отношения Ba/Nb типичны для надсубдукционных пород (в континентальных IAB Ba/Nb=47), источником которых служит литосферная мантия, преобразованная надсубдукционными флюидами, привносящими Ba и способствующими удержанию Nb в рестите рутилом или ильменитом. Низкие отношения Ba/Nb, напротив, характерны для пород с подлитосферными источниками – OIB и MORB (7 и 3 соответственно). Однако столь низкие значения в постаккреционных базальтоидах Заалтайской Гоби не отмечаются, свидетельствуя о том, что в генезисе даже наиболее поздних пород доминирует метасоматизированная литосферная мантия.

Другим показателем вклада метасоматизированной литосферной мантии в источник вулканических пород может служить Ta-Nb минимум, величину которого отражает отношение $(La/Nb)_{PM}$. В надсубдукционных базальтоидах раннего этапа это отношение варьируется в диапазоне 1.6–5.2, позднего – 1.1–2.4. Таким образом, наиболее ранние породы имеют наибольший минимум, свидетельствующий о наибольшем участии воды в источнике пород, которая стабилизирует Fe-Ti оксиды в жилах мантийных пироксенитов, сохраняя Nb и Ta в рестите. Ко времени формирования наиболее поздних пород «бюджет» воды, вероятно, практически истощился.

В изотопном составе Nd позднепалеозойских базальтоидов изменения фиксируются лишь в наиболее поздних породах с возрастом около 281 млн лет, которые имеют деплетированные

характеристики – $\varepsilon_{Nd}(t)$ 7.7–8.4. Все более ранние породы, как надсубдукционные, так и постаккреционные, имеют умеренно-деплетированные значения с общим диапазоном вариаций $\varepsilon_{Nd}(t)$ 4.4–6.7. Эти параметры типичны для пород, источником которых является метасоматизированная литосферная мантия, при этом некоторое обеднение радиогенным Nd относительно деплетированной мантии, очевидно, связано с вовлечением древних осадков в процессы надсубдукционного метасоматоза.

Таким образом, изотопные и геохимические характеристики позднепалеозойских базальтоидов Заалтайской Гоби показывают доминирование в их источнике литосферной мантии, которая «осушалась» при переходе от надсубдукционного к постаккреционному магматизму, обеспечив изменения в геохимических характеристиках. Лишь на самом позднем этапе постаккреционной магматической активности происходило привлечение иного источника подлитосферной природы.

Салические породы. Различие в составах салических пород наиболее ярко фиксируется при переходе от ранних надсубдукционных ко всей серии разновозрастных постаккреционных пород. Первые обладают меньшей щелочностью (агпаитность 0.49–0.86) и относительно обеднены несовместимыми микроэлементами (Nb, Zr, REE), тогда как среди последних фиксируются щелочные, в том числе и агпаитовые (агпаитность 0.75–1.3) составы, обогащенные несовместимыми микроэлементами. Так же, как и для базальтоидов, салические породы раннего этапа сравнительно обогащены Ba, что выражается в повышенном отношении Ba/Nb (18–170 в ранних, против 0.1–88 в поздних).

Изотопные характеристики Nd ранних надсубдукционных салических пород показывают наибольшие вариации составов в умеренно-деплетированной области: $\varepsilon_{Nd}(t)$ 4.1–6.9. Постаккреционные салические породы этапов около 318 и 290 млн лет изотопно сходны – $\varepsilon_{Nd}(t)$ 5.2–7.4. Лишь наиболее поздние породы с возрастом 281 млн лет отличаются деплетированными характеристиками $\varepsilon_{Nd}(t)$ 7.7–9.0. В то же время изотопные характеристики Nd салических пород за редким исключением наследуют вариации таковых в ассоциирующих с ними базальтоидах. Отсутствие изотопного контраста между коровыми протолитами и возможными мантийными источниками, а также комплексная природа салических пород, которая сочетает процессы кристаллизационной дифференциации, корового анатексиса и смешения магм, не позволяют уверенно разделить участвующие в их генезисе источники. Весьма вероятно, сходство изотопных характеристик Nd салических пород (кроме наиболее поздних постаккреционных) с подстилающими породами континентальной коры герцинид Заалтайской Гоби свидетельствует о доминировании ювенильного корового источника в их генезисе. Однако причины и условия плавления были различными: обогащенность ранних надсубдукционных пород флюидомобильными элементами показывает участие водного флюида как инициатора анатексиса, тогда как поздние постаккреционные породы выплавлялись в более сухих условиях.

*Выводы***.** Таким образом, в карбоне и перми в Заалтайской Гоби при смене тектонического режима источники базитового и салического магматизма сменились лишь на заключительном этапе постаккреционного магматизма. В основное же время доминирующим источником базальтоидов служила литосферная мантия, а салических пород – ювенильная континентальная кора. Однако по мере развития магматических событий и мантийный, и коровый источники теряли воду, чем обусловили различия в геохимических характеристиках пород.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 16-17-10186).

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ РЗЭ В ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ ПОРОДАХ БАШКИРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И ИХ ВОЗМОЖНОСТИ ПРИ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ

А.А. Колесникова

Москва, Геологический институт РАН, kolata.ginras@gmail.com,

Группа редкоземельных элементов в осадочных породах демонстрирует широкий спектр индикаторных возможностей для восстановления условий седиментации и постседиментационных преобразований пород. Поскольку Башкирский антиклинорий на Южном Урале является стратотипической местностью для рифея в Общей стратиграфической (геохронологической) шкале, среди огромного числа примененных здесь методов исследования есть и касающиеся распределения РЗЭ в различных породах **[2, 3]**.

Наиболее востребованы данные о содержании РЗЭ, получаемые при анализе аллотигенных компонентов, т.е. характеризующие в первую очередь области размыва **[3]**. В ходе настоящего исследования была предпринята попытка реконструкции параметров бассейна осадконакопления, что обусловило выбор карбонатных пород и карбонатных составляющих обломочных пород в качестве анализируемых объектов. Они чаще всего состоят из аутигенных минералов и при благоприятных условиях могут сохранять первичную «бассейновую» конфигурацию группы РЗЭ **[1]**.

Седиментологические модели катавской, инзерской и миньярской свит каратауской серии Южного Урала, построенные на основании макроскопического описания, а также изучения литотипов пород в шлифах и посредством рентгенофазового анализа, были дополнены данными о распределении РЗЭ в опробованных разрезах. Это позволило сделать предположения о вариациях климата, аэрации придонных вод, а также о смене литофациальных условий, идентификация которых по текстурно-структурным признакам значительно осложнена за счет широкого развития вторичных процессов.

[1] *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 368 с.

[2] *Рифей западного склона Южного Урала* (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Т. 1 / Ред. А.В. Маслов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 718 с.

[3] *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

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

2018. Выпуск 16. С. 127–128

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ И ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ 15-МЕТРОВОЙ НАДПОЙМЕННОЙ ТЕРРАСЫ Р. ОРОНГОЙ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.Л. Коломиец[1, 2], Р.Ц. Будаев[1]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kolom@ginst.ru
[2] Улан-Удэ, Бурятский государственный университет

Разрез «Гуран» расположен в 1 км к юго-востоку от с. Оронгой, у подножья горы Гуран (Убукуно-Оронгойская впадина). Данная депрессия находится в юго-западной части Гусиноозерско-Удинской цепи межгорных котловин Селенгинского среднегорья. Она окружена хребтами Хамбинским и Хамар-Дабан с северо-запада и Моностойским хребтом – с юго-востока. Для познания истории развития седиментогенеза в квартере наибольший интерес представляют образования аквального генезиса террасового комплекса р. Оронгой (20- и 15-метровые надпойменные уровни) **[1]**.

Останец 15-метровой надпойменной террасы р. Оронгой моделирован сверху эоловыми процессами. В строении террасы принимают участие три толщи, последовательно наращивающие геологический разрез снизу вверх и характеризующие различные фациальные обстановки осадконакопления: русловые гравийно-песчаные хорошо промытые отложения вскрытой мощностью до 2.5 м; речные средне- и мелкозернистые, мелкозернистые и тонко- и мелкозернистые пески с наклонной, косой и субгоризонтальной слоистостью мощностью 6.6 м; субаэральные мелко- и среднезернистые пески, неслоистые, слабо проработанные процессами карбонатизации мощностью 3.8 м.

Бестекстурные, слабо карбонатизированные осадки эолового генезиса состоят из алевритово- и алевро-мелкозернистых песков с примесью до 10–15 % средне- и крупнозернистых песчаных частиц и 1.0–1.5 % мелких псефитовых зерен (средневзвешенный диаметр x=0.26–0.30 мм). Характеризуются умеренно-плохой сортировкой (стандартное отклонение σ равно 0.54–3.48), определяющей малые расстояния переноса частиц в бассейне седиментации. Модальность распределения сдвинута в сторону крупных частиц – коэффициент асимметрии α положителен в пределах первого десятка единиц. Это обстоятельство устанавливает повышенный энергетический потенциал осадкообразовательного процесса. Параметры эксцесса τ имеют большие показатели – от 62.2 до 128.1, что указывает на стабильный характер тектонического фона данной территории. Коэффициенту вариации ν свойственны значения, превышающие 2.0, подтверждающие субаэральное происхождение покровной толщи.

Линза из многочисленных остатков лягушек *Rana* cf. *amurensis* и *Ranidae* gen. indet. была обнаружена в данном разрезе вместе с двумя костями монгольской жабы *Bufo* cf. *raddei*. Размеры костных остатков ilium небольшие – от 10 мм до 15 мм (у современных взрослых особей длина ilium=20–23 мм), скорее всего, это были молодые особи *Rana* cf. *amurensis* **[2]**. В частности, известно, что монгольская жаба – обитатель сухостепных ландшафтов. Она довольно обычна в лесостепных и степных ландшафтах, особенно по долинам рек и возле озер.

Отложения из средней части толщи являют собой субгоризонтальное, слабонаклонное и косое переслаивание различных литологических разностей – от тонко- и мелкозернистых, мелкозернистых, мелко- и среднезернистых, среднезернистых, средне- и крупнозернистых песков (x=0.52–0.87) до гравийно-дресвяно-песчаных смесей с (x=1.63–2.20 мм). Слабо и практически не сортированное (σ=1.55–4.63) вещество имеет локальное происхождение, насыщение толщи обломками осуществлялось с близлежащего горного массива, вследствие чего они транспортировались водным потоком на небольшие расстояния и не успевали приобрести хорошую окатанность. Уменьшение параметров коэффициента асимметрии (α=2.35–6.73) устанавливает более низкие энергетические уровни живых сил седиментации (сокращение скоростей и объемов водной среды). Переменчивой была неотектоническая составляющая осадкообразовательного

процесса – от более (значения эксцесса в пределах первых десятков единиц) до менее (значения эксцесса в пределах первого десятка единиц) спокойной. Подобных изменений зафиксировано до пяти эпизодов.

Значения коэффициента вариации (ν=1.45–1.99) соответствуют области флювиального генезиса с сезонными колебаниями водности. Динамике палеопотоков был присущ турбулентный режим осаждения (x>1.0), меньше – переходный между турбулентным и ламинарным режимом аккумуляции (0.1<x<1.0). По палеогидрологическим данным водотоку был свойствен горный с развитыми грядовыми русловыми формами рельефа (число Фруда Fr >0.3), реже полугорный (Fr=0.1-0.3) тип устойчивых, хорошо разработанных галечных русел рек в нижнем течении с площадью водосборного бассейна >100 км^2 и беспрепятственным течением воды в обычных ситуациях положения ложа (коэффициент шероховатости n=35–45). Значения φ-критерия устойчивости русел менее 100 единиц указывают на их слабоподвижный характер. В фациальном отношении осадки соответствуют нестрежневой аллювиальной макрофации.

В средней части разреза в аллювиальных песках найдены кости крупных млекопитающих: *Bison* sp., *Bos* sp., *Ovis* sp., *Capra* sp.

Залегающая в основании разреза толща речного происхождения состоит из субгоризонтально- и слобонаклонно-переслаивающихся псаммитовых частиц средней, тонкой и мелкой размерности (x=0.18–0.31 мм) серовато- и светло-коричневого цвета. На интервале 10.4–11.0 м толщу подстилают промытые гравийно-песчаные отложения (x=1.47 мм) с редкой мелкой галькой наклонной и косой текстуры. Сортировка – хорошая, а также умеренная (σ=0.13–0.32), мода сдвинута в сторону крупных частиц (α>0). Осадки имеют плюсовый эксцесс и значения коэффициента вариации (ν=0.84–1.50), принадлежащие сектору аллювиального генезиса с изменением водности по сезонам года. Слабоподвижные (φ<100) равнинные (Fr<0.1) и полугорные русла (Fr>0.1) этих водотоков, имевшие водосборную площадь >100 км^2, находились в естественных, благоприятных условиях расположения ложа со свободным поступлением воды (n>35). Вычисленные параметры числа Лохтина (Λ=1.24–1.96) указывают на приближение исследуемых потоков к конечному водоему.

По данным предшественников, в долинах Западного Забайкалья формирование 15-метровой надпойменной террасы произошло в начале позднего неоплейстоцена **[3]**. Следовательно, дальнейшее комплексное исследование костных остатков и вмещающих их отложений нового местонахождения фауны может предоставить интересные данные для палеогеографических реконструкций того времени.

[1] *Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.* Неоплейстоценовое аквальное осадконакопление песчаной толщи Убукуно-Оронгойской впадины (Селенгинское среднегорье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 116–118.

[2] *Щепина Н.А., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.* Амфибии позднего кайнозоя Западного Забайкалья и Северной Монголии // Вестник Бурятского государственного университета. Биология, география. 2015. № 4. С. 184–187.

[3] *Базаров Д.-Д.Б.* Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 182 с.

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

2018. Выпуск 16. С. 129–130

ВЫСОКИЙ ТЕРРАСОУВАЛ РЕКИ СЕЛЕНГА (РАЗРЕЗ СТАРОСЕЛЕНГИНСК, 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

Одной из особенностей геолого-геоморфологического строения долины р. Селенга в пределах Западного Забайкалья (от границы с Монголией до антецедентного сужения ее долины при пересечении морфоструктуры хребтов Хамар-Дабан – Улан-Бургасы) является наличие высокого террасового комплекса, развитого главным образом в межгорных впадинах (Усть-Джидинская, Гусиноозерская, Убукуно-Оронгойская, Иволгино-Удинская), а также в расширениях при впадении крупных притоков (реки Джида, Чикой, Хилок и Уда). Данный комплекс окончательно оформился в среднем неоплейстоцене. Помимо других разрезов, вскрывающих данный террасоувал (50–60 м относительной высоты) в Усть-Джидинской и Гусиноозерской впадинах **[1]**, он также был изучен в правом борту долины р. Селенга в 5 км ниже по течению от устья р. Чикой – одного из самых крупных притоков р. Селенга.

Разрез «Староселенгинск» состоит из трех отдельных горных выработок в разных по высоте частях террасоувала – верхней, в 10 м ниже по вертикали от тылового шва (координаты N 51°05'45.5", E 106°41'37.2"), средней части уступа – ниже на 21 м от первой выработки (N 51°05'43.6", E 106°41'20.3") и в его подошве (N 51°05'47.0", E 106°40'59.4").

Самая верхняя часть толщи изученной мощностью 10 м представлена двумя слоями – покровным до глубины 4.2 м эолово-склонового генезиса, состоящим из неслоистых отложений песчаного облика разноразмерной структуры, и рассеянным по толще мелким щебнем, единичными глыбами до 0.4 м в поперечнике, отдельными маломощными прослоями дресвяно-щебнистого материала. Слой содержит горизонт погребенной почвы в интервале 2.0–2.8 м. Нижний слой аквального генезиса (4.2–10.0 м) выполнен в основном мелкозернистым (средневзвешенный размер частиц x=0.21–0.26 мм), реже мелко- и среднезернистым (x=0.31–0.46 мм) песком субгоризонтальной и пологонаклонной текстуры. Однообразие псаммитов нарушается отдельными тонкими прослоями гумусированных алевритово-тонкозернисто-песчаных частиц, линзовидными скоплениями грубо- и крупнозернистого песка, включениями дресвы и мелкого щебня (верх слоя), а также мелкого гравия и редкой плохоокатанной гальки в низах. По структурно-текстурным особенностям выделяется пять литологических пачек.

По стандартному отклонению (σ=0.10–0.83) осадки очень хорошо, хорошо и умеренно сортированы (значительный перенос в динамичной среде, способствовавшей структурированию вещества), асимметричны (α=1.03–9.87) со смещением моды в сторону крупных частиц (относительно высокая динамика среды аккумуляции), эксцесс положителен (τ>0; стабильные тектонические условия осадконакопления). Коэффициент вариации песков (ν=0.43–2.00) свидетельствует об аквальном характере бассейна седиментации, при этом определяется цикличность генезиса – чередование пачек аллювиального (ν=1.08–2.00: 1-я, интервал 4.2–5.5 м; 3-я, 6.5–6.8 м; 5-я, 7.9–10.0 м) и комплексного аллювиально-лимнического (ν=0.43–0.58: 2-я, 5.5–6.5 м; 4-я, 6.8–7.9 м) происхождения. Палеопотамологические данные устанавливают формирование наносов крупными постоянными водотоками равнинного типа (число Фруда Fr=0.04–0.10) с хорошо разработанными руслами и свободным течением воды, основные параметры которых имели следующие значения – скорость течения 0.40–0.51 м/с, глубину 1.2–6.7 м, уклон продольного профиля 0.3–1.1 м/км и ширину палеопотока в момент его наибольшего заполнения 46–349 м.

На глубине разреза 5.6–5.9 м получена радиотермолюминесцентная дата 180000±13000 л.н., что соответствует границе раздела ширтинского и тазовского времени среднего неоплейстоцена.

Средняя часть толщи высотой 14.2 м (изучено 6.2 м от подошвы) сложена псаммитовыми осадками субгоризонтального и слабонаклонного залегания – от алевритисто-мелкозернистых, тонко-мелкозернистых до мелкозернистых и мелко- и среднезернистых песков (x=0.24–0.59 мм). Встречаются маломощные прослои и линзы промытого, более зернистого песка с неокатанными и слабоокатанными псефитами не более 5 % от общей массы. Толща довольно пестрая – 11 литологических пачек.

Отложения имеют переменную сортировку – очень хорошую, хорошую умеренную и умеренно-плохую (σ=0.14–1.38) с некоторой тенденцией ее ухудшения к низам толщи. Наблюдается асимметрия распределений в сторону крупных частиц (α>0). Эксцесс положителен и резко положителен (τ=7.02–259.19), что определяет устойчивое состояние неотектонического фона. Значения коэффициента вариации (0.8<ν<2.0) устанавливают аллювиальное происхождение данной толщи, за исключением отдельных маломощных литологических пачек комплексного происхождения (ν=0.52–0.74, 5-я, 7-я и 9-я). Подстилающему толщу в интервале 13.2–14.2 м слою свойственно неаллювиальное происхождение (ν>2.0). Палеоводоток характеризовался как равнинным, так и полугорным типом русла (Fr>0.10) со скоростями течения 0.42–0.57 м/с, глубинами 0.7–6.8 м, уклонами продольного профиля 0.4–1.6 м/км и шириной палеопотока 73–336 м.

Время формирования средней части толщи – 540000±40000 л.н. (глубина 9.0–9.2 м), что сопоставимо с тильтимской эпохой раннего неоплейстоцена.

Нижняя толща (вскрытая мощность 5.3 м) имеет весьма однородное строение – полным преимуществом пользуются хорошо промытые мелкозернистые пески (x=0.2–0.3 мм) с долей этой размерности псаммитового спектра в 70–82 % от общей массы породы. Слоистость субгоризонтальная, только на двух последних метрах она имеет слабый наклон в 4–6°. Монотонность осадков определяет и небольшое количество литологических пачек – 4. Осадкам свойственна совершенная, очень хорошая и хорошая сортировка (σ=0.08–0.33), модальный сдвиг в сторону крупных частиц (α=0.63–8.35), положительный эксцесс (τ>0; устойчивый характер протекания процессов эндогенеза). Коэффициент вариации определяет комплексный, аллювиально-озерный генезис нижней толщи (0.4<ν<0.8) за исключением 3-й литологической пачки (ν>0.8) и некоторых слоев мощностью до 0.5 м из 1-й и 2-й литологических пачек озерного генезиса (ν<0.4). Аккумуляция происходила в условиях проточного озеровидного водоема с глубинами 1–2 м. Материал в осадочный бассейн доставлялся палеопотоками равнинного типа.

Таким образом, разрез «Староселенгинск», вскрывающий 50–60-метровый террасоувал, сложен субгоризонтально-, реже наклонно-слоистыми средне- и мелкозернистыми псаммитами с отдельными прослоями и линзами более зернистых песков и грубообломочных включений. Происхождение толщи – аквальное, имеет место чередование по вертикали преимущественно речных (верхняя и средняя толщи) и комплексных аллювиально-озерных (нижняя толща) условий образования осадков. Время образования осадочной толщи – ранний – средний неоплейстоцен.

[1] *Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Буянов А.В.* Происхождение осадочных отложений высоких террасоувалов р. Селенга в Усть-Джидинской и Гусиноозерской впадинах Западного Забайкалья // Геология и окружающая среда. 2017. Т. 1. № 1. С. 27–40.

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

2018. Выпуск 16. С. 131–133

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ (SR, ND, PB, O) ПАРАМЕТРЫ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ УДИНО-ЕРАВНИНСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Т.Ю. Комарицына, А.А. Воронцов

Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, altapovatanua@mail.ru

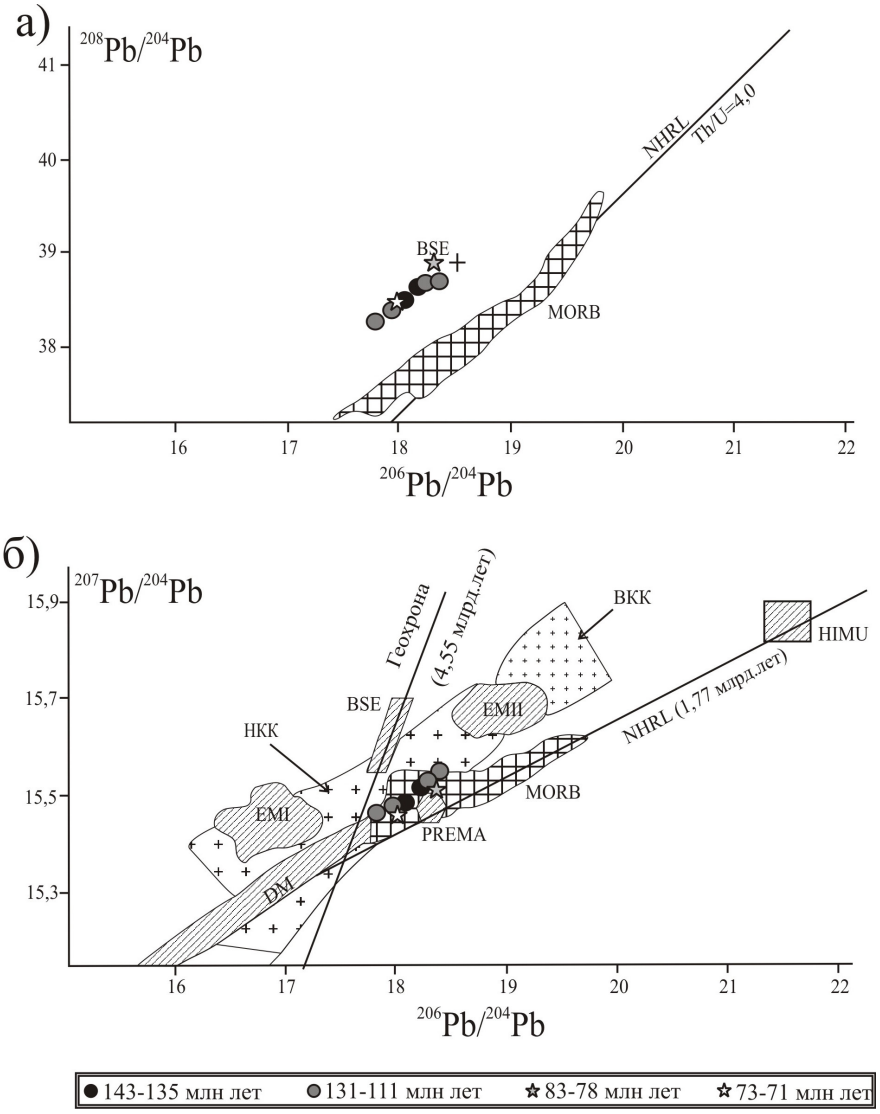
В позднем мезозое на территории Центрально-Азиатского подвижного пояса сформировалось несколько крупных рифтовых областей (Западно-Забайкальская, Восточно-Монгольская и Южно-Хангайская). С ними связано образование базальтоидов, выплавляемых из обогащенной мантии типа EM II **[6]**. Западно-Забайкальская рифтовая область (ЗЗРО) протягивается от западного фланга хр. Малый Хамар-Дабан до Витимского плоскогорья. Она представлена рядом впадин, грабенов и горстов, в совокупности слагающих рифтовую долину протяженностью около 1000 км при ширине 200–300 км. Образование структурного каркаса области произошло в раннем мелу и сопровождалось интенсивными магматическими процессами, протекавшими вплоть до кайнозоя. Вулканизм носил импульсивный характер и был сосредоточен в двух пространственно разобщенных зонах области: западной (Малохамардабанско-Тугнуйская) и восточной (Удино-Еравнинская) **[1, 4, 5]**. В результате в ее строении возник ряд разновозрастных вулканических комплексов преимущественно базитового состава.

В течение нескольких десятков лет был собран и накоплен большой объем данных о развитии Западно-Забайкальской рифтовой области. Было установлено эволюционное развитие магматизма области, выраженное сокращением объемов излияния, изменением вещественного состава пород, а также геохимических и изотопных характеристик. Новые изотопные данные (Sr, Nd, Pb, и O), полученные для вулканитов восточной части ЗЗРО, позволили детально рассмотреть вопрос о составе источников магматизма.

Удино-Еравнинская часть области включает в себя Удинский, Еравнинский и Зазинский грабены, заложенные преимущественно на породах витимканского сиенит-гранодиорит-гранитного комплекса Ангаро-Витимского батолита **[3]**. Первые проявления вулканической активности начались около 143–135 млн лет в районе р. Заза и представлены базальтовыми трахиандезитами, трахибазальтами и ассоциирующими с ними щелочными базальтами.

Следующий этап магматической активности был отмечен южнее в районе рек Уда, Эгита и Еравнинских озер. Породы образуют ассоциацию щелочных базальтов и трахибазальтов. В позднем мелу в пределах рифтовой зоны действовали разрозненные щитовые вулканы. В интервале 83–78 млн лет их продуктами стали толщи трахибазальтов. В конце раннего мела около 72–71 млн лет назад произошли излияния меланефелинитов, сформировавшие вулканическое поле в районе с. Комсомольское.

Магматические процессы связанные с рифтообразованием в восточном секторе ЗЗРО, происходили на протяжении 70 млн лет, однако характеристикам внутриплитного мантийного магматизма отвечают лишь продукты позднемеловых стадий. Базальтоиды раннего мела имеют неоднозначные геохимические характеристики. Они отвечают ряду умеренно-щелочных пород, содержания SiO_2 варьируются от 46 до 54 мас. % при сумме щелочей (Na_2O+K_2O) – 5.42–8.07 мас. %. В сравнении с породами OIB они обогащены практически всеми несовместимыми элементами, но отличаются дефицитом Nb и Ta. Эта геохимическая особенность объясняется участием в их образовании мантии с надсубдукционными характеристиками **[1, 4]**, которая сформировалась в основании литосферы региона в палеозое. Данные о вариациях изотопных составов (Sr, Nd, O) в этих породах свидетельствуют о том, что важную роль в их образовании сыграли также процессы коровой контаминации мантийных магм. Раннемеловые базальтоиды характеризуются отрицательными значениями величины εNd, варьирующимися от 0.32 до –2.85 и обогащением радиогенным стронцием (εSr от 11.9 до 20.4) при повышенных отношениях тяжелого изотопа кислорода к легкому, $\delta^{18}O$ – 6.5–7.7 ‰.



$^{208}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ (*а*) и $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ (б) изотопные корреляционные диаграммы для базальтоидов Удино-Еравнинской рифтовой зоны. DM – деплетированная мантия, BSE – валовый состав силикатной части Земли, EMI и EMII – обогащенная мантия, HIMU – мантия с высоким U/Pb отношением, PREMA – часто наблюдаемый состав базальтовых пород (преобладающий мантийный резервуар), ВКК – верхняя континентальная кора, НКК – нижняя континентальная кора, NHRL – линия средних составов океанических базальтов Северного полушария с Th/U=4 по **[2, 7]**.

Вулканические породы позднего мела существенно отличаются от раннемеловых. Так, трахибазальты 83–78 млн лет характеризуются содержаниями SiO_2 47–49 мас. %, при сумме щелочей (Na_2O+K_2O) от 5.04 до 6.11 мас. %, концентрации редких элементов соответствуют таковым для OIB. Породы с. Комсомольское обладают характеристиками, позволяющими отнести их к породам ультраосновного состава: SiO_2 от 41 до 43 мас. %, и повышенной щелочностью (Na_2O+K_2O) от 5.07 до 6.86 мас. %, позволяющей отнести их к ряду щелочных пород. Они отличаются достаточно высокими содержаниями всех некогерентных элементов. Для вулканитов характерно обогащение радиогенным неодимом (εNd больше 2.5) и обеднение радиогенным стронцием (εSr в пределах 3.05 – (–8.09)). Отношения изотопов кислорода близки к мантийным значениям, $\delta^{18}O$ составляет 5.7 ‰.

На рисунке показаны вариации изотопных составов пород восточного сектора в сравнении с изотопными характеристиками основных мантийных резервуаров. Для базальтов возрастных этапов 143–131 млн лет и 131–111 млн лет отчетливо фиксируется преобладание вещества с характеристиками обогащенной мантии типа EMII (повышенные значения $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.4–15.5) и $^{208}Pb/^{204}Pb$ – (37.8–38.2) при умеренном εSr и низком εNd, однако отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ соответствуют таковым для PREMA и составляют 17.8–18.4. Вулканиты этапов 83–78 млн лет и

72–71 млн лет обладают характеристиками, близкими к PREMA: низкие значения $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.0–18.4), при положительных εNd и отрицательных εSr. Отношение изотопов $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ остается неизменным и отвечает высоким значениям – 15.5 и 38.0–38.4, соответственно.

Из рисунка, *а*, видно, что точки составов вулканитов всех этапов магматизма восточного сектора располагаются выше линии NHRL, представляющей собой линейный тренд составов пород базальтов срединно-океанических хребтов и океанических островов Тихого океана. Точки составов пород, расположенные выше этой линии, ассоциируются с обогащенным мантийным резервуаром EMII и DUPAL аномалией, существование которой связано с древними конвергентными границами литосферных плит **[2]**.

В пределах восточного сектора ЗЗРО магматическая активность протекала в форме периодической активности на протяжении около 70 млн лет. Это позволяет сделать вывод о повторяющемся появлении в основании литосферы сегмента горячей мантии, которая ранее **[5]** была связана с мантийным плюмом, действовавшим в импульсном режиме. На основе новых данных свинцовой систематики стало возможным определение приблизительных характеристик источника магматизма области. Согласно данным изотопных отношений свинца, за формирование пород восточного сектора Западно-Забайкальской рифтовой области отвечал единый источник, имеющий повышенные значения ^{208}Pb и ^{207}Pb, при низких, близких к PREMA, значениях ^{206}Pb. Наиболее вероятным представляется, что этот источник имел характеристики изотопных отношений стронция, неодима и кислорода, близкие к PREMA с геохимическими характеристиками OIB. Что касается базальтов этапов раннего мела, то повышенные значения εSr и $\delta^{18}O$ и низкие εNd, а также дефицит Nb и Ta возможно объяснить контаминацией. Вероятно, при перемещении к поверхности исходные магмы раннего мела взаимодействовали с породами континентальной коры. В целом следует отметить, что процессы коровой контаминации сыграли важную роль в формировании состава раннемеловых магм и их вещественной эволюции.

[1] *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Комарицына Т.Ю.* Позднемезозойский–кайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 920–946.

[2] *Мартынов Ю.А.* Основы магматической геохимии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 228 с.

[3] *Цыганков А.А., Литвиновский Б.М., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А.* Последовательность магматических событий на позднепалеозиатском этапе магматизма Забайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249–1276.

[4] *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И.* Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое – кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115–138.

[5] *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г.* Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. 2000. № 2. С. 43–64.

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

[7] *Rollingson H.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Singapore: Longman Singapore Publishers Ltd., 1993. 343 p.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2018. Выпуск 16. С. 134–136

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ КИМБЕРЛИТОВ ТРУБКИ КОМСОМОЛЬСКАЯ (ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

К.М. Константинов[1, 2], А.А. Киргуев[1], И.К. Константинов[2], А.А. Яковлев[1]

[1] Мирный, Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО), KonstantinovKM@.alrosa.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Кимберлитовые трубки Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) служат одним из важных источников палеомагнитной информации с целью разработки геодинамической модели развития Восточной Сибири **[1]**. Ранее изучены несколько кимберлитовых трубок: Айхал, Интернациональная, Мир, Нюрбинская, Обнаженная, Удачная, Юбилейная и др. **[1–3]**. В настоящей работе представлены новые данные по кимберлитам трубки Комсомольская Алакит-Мархинского поля ЯАП, формирование которой связано с позднедевонской – раннекарбоновой эпохой **[4]**.

Трубка Комсомольская расположена в 15 км к северо-востоку от трубки Айхал. Как и многие другие кимберлитовые тела Алакит-Мархинского поля, с поверхности она полностью перекрыта более молодыми образованиями – терригенными отложениями пермокарбона и породами трапповой формации, средняя мощность которых составляет 65 м (рис. 1) **[5]**. Последним от центральной части трубки отторгнут блок кимберлита размером в плане 310×120 м и мощностью 45–50 м. Основная часть разреза перекрывающих пород представлена мелко-среднекристаллическими и тонко- и мелкокристаллическими долеритами. Они образуют над трубкой два пластообразных тела, относящихся к двум петромагнитным комплексам (второй и третьей фазам базитового магматизма **[6]**). Вероятно, кимберлиты трубки Комсомольская могли испытать сложные перемагничивания, связанные с внедрением силлов долеритов разных фаз: ранние долериты характеризуются прямым, а поздние – обратным намагничением.

Трубка Комсомольская имеет удлиненную форму с изометрическим расширением в центральной части. Ее длинная ось ориентирована в северо-восточном направлении **[5]**. Сложена

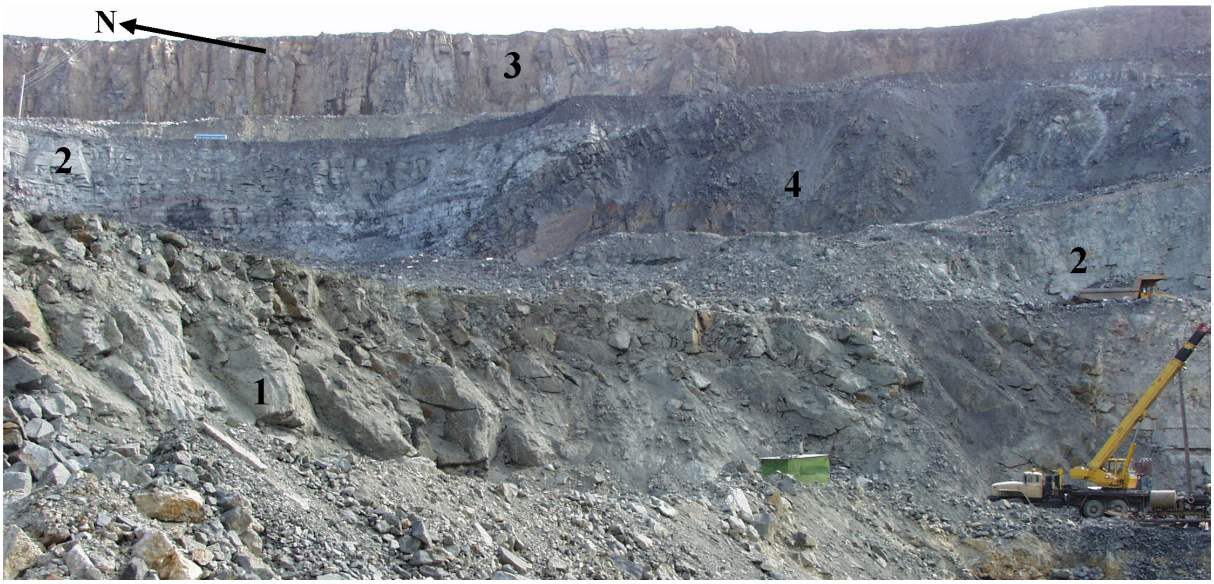


Рис. 1. Карьер кимберлитовой трубки Комсомольская: кимберлиты (1), вмещающие терригенно-карбонатные образования лландоверской свиты (2), силлы долеритов второй (3) и третьей фазы (4).

трубка двумя типами кимберлитовых пород, соответствующих двум фазам внедрения. В центральной ее части (в пределах воронки взрыва) развиты автолитовые кимберлитовые брекчии (АКБ) второй фазы внедрения, а на флангах (дайковая часть) – порфировые кимберлиты (ПК) первой фазы. Контакт между ними интрузивный. Возраст кимберлитов варьируется U-Pb методом и составляет 358 млн лет, но известны и более древние датировки – 410 млн лет **[4]**.

Как и следовало ожидать, векторы естественной остаточной намагниченности (ЕОН) кимберлитов трубки Комсомольская имеют поликомпонентный состав: вязкий (*A*), метахронный (*B*) и характеристический (*C*) компоненты (рис. 2). Компонент *A* снимается до 300 ºС и имеет пологие северные направления с существенными разбросами. Компонент *B* может находиться в пределах 300–400 ºС и имеет крутое отрицательное намагничение. Этот компонент, вероятнее всего, создан при внедрении силла долеритов поздней (третьей) фазы: его направление (Dcp=302°, Jcp=–75°, k=4.9, α_{95}=7.9°) практически совпадает с полученными ранее по траппам трубок Сытыканская **[1]**. Характеристический компонент *C* четко фиксируется на всех диаграммах Зийдервельда свыше температур 400 ºС прямыми, стремящимися к их центрам. Он также имеет отрицательное среднее направление, но в первом секторе стереограммы: Dcp=32°, Jcp=-29°, k=14.5, α_{95}=7.9°. Виртуальный геомагнитный полюс, рассчитанный по кимберлитам трубки Комсомольская, имеет координаты Ф=5° ю.ш., Λ=81° в.д. и овал доверия dp/dm= =4.8°/8.7° (рис. 3, *A*, таблица).

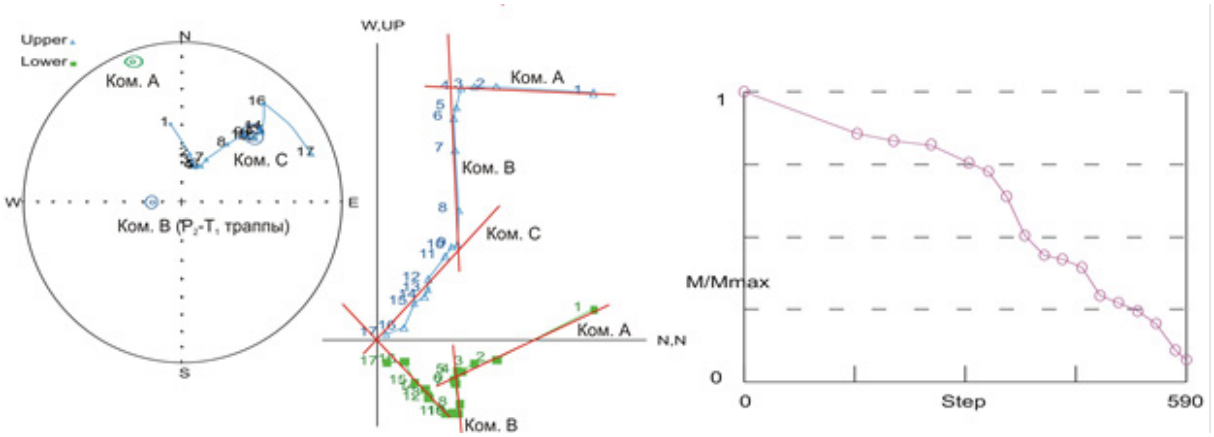


Рис. 2. Пример терморазмагничивания кимберлитов трубки Комсомольская.

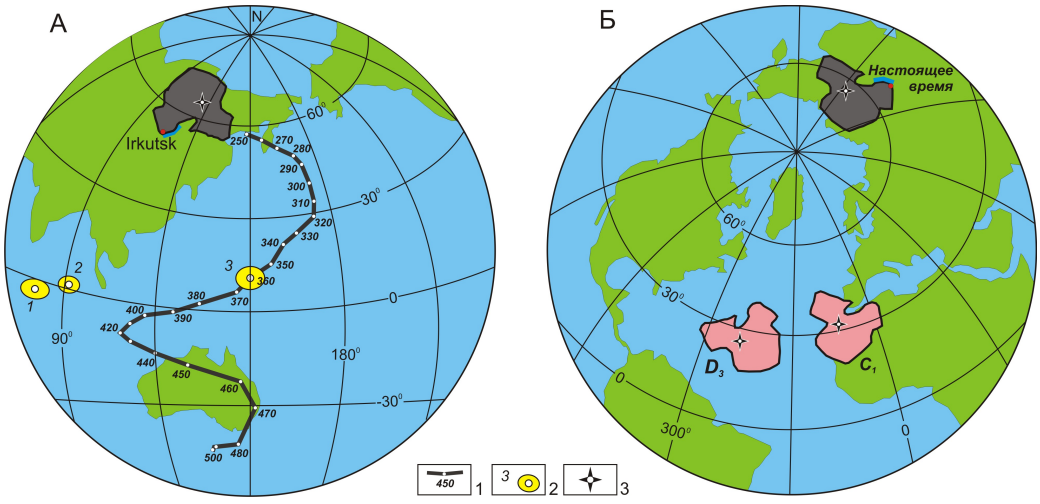


Рис. 3. Интерпретация палеомагнитных данных по трубке Комсомольская. *А* – палеомагнитные полюсы (таблица); *Б* – палеомагнитные реконструкции Сибирской платформы в позднем девоне. *1* – ТКМП Сибирской платформы по **[8]**, цифры – геологический возраст в млн лет; *2* – палеомагнитные полюсы (см. табл.); *3* – положение района исследований.

Сравнение палеомагнитных характеристик АКБ трубки Комсомольская с реперными данными по ЯАП

№ пп	Объект	N	Dcp,°	Jcp,°	k, ед.	α_{95},°	Ф,°	Λ,°	dp/dm,°	fm,°
1	АКБ	25	32	–29	14.5	7.9	–5	81	4.8/8.7	17
2	Франский ярус **[7]**						1.7	92.8	3.7/5.9	26
3	Фамен-турней-ский ярус **[1]**						11.1	149.7	8.9	31

П р и м е ч а н и е. N – количество образцов, участвующих в статистике. Параметры группировки векторов характеристической ЕОН: склонение – Dcp, наклонение – Jcp, кучность – k и овал доверия – α_{95}; палеомагнитный полюс: широта – Ф, долгота – Λ, доверительные интервалы – dp/dm и палеоширота – fm.

Полученные палеомагнитные данные позволяют уточнить характер движения Сибирской платформы в период с конца позднего девона до раннего карбона (375–325 млн лет). Сибирская платформа двигалась на восток с небольшим смещением по широте – с 25° до 31° с.ш. и вращением по часовой стрелке на угол около 30° (рис. 3, *Б*) Примерная длина пройденного за 50 млн лет отрезка составила 3350 км, что соответствует средней скорости дрейфа Сибирской платформы – около 6.7 см/год. Возможно, что относительно ускоренное движение Сибирской платформы в конце позднего девона явилось следствием активизации глубинных тектономагматических процессов, которые привели к широкомасштабному магмообразованию (в том числе и кимберлитообразованию), деструкции платформы и т.п.

[1] *Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J.P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S.* Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // Geophysical Journal International. 2002. V. 148. P. 1–33.

[2] *Blanco D., Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Kabin K.* Paleomagnetic dating of Phanerozoic kimberlites in Siberia // Journal of Applied Geophysics. 2013. V. 88. P. 139–153.

[3] *Константинов К.М., Яковлев А.А., Антонова Т.А., Константинов И.К., Ибрагимов Ш.З., Артемова Е.В.* Петро- и палеомагнитные характеристики структурно-вещественных комплексов месторождения алмазов трубка Нюрбинская (Среднемархинский район, Западная Якутия) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 1. С. 135–169.

[4] *Зайцев А.И., Смелов А.П.* Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет, 2010. 108 с.

[5] *Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998. 555 с.

[6] *Константинов К.М., Иванюшин Н.В., Мишенин С.Г., Убинин С.Г., Сунцова С.П.* Петрофизическая модель кимберлитовой трубки Комсомольская // Геофизика. 2004. № 6. С. 50–53.

[7] *Константинов К.М., Томшин М.Д., Ибрагимов Ш.З., Хузин М.З., Константинов И.К., Яковлев А.А., Артемова Е.В.* Петро- и палеомагнитные исследования базальтов аппаинской свиты верхнего девона (Западная Якутия) // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 4. С. 593–623.

[8] *Torsvik T.H., van der Voo R., Preeden U., Niocaill C.M., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks R.M.* Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth-Science Reviews. 2012. V. 114. P. 325–368.

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

2018. Выпуск 16. С. 137–138

СЕГМЕНТИРОВАННЫЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ В ВЕНДЕ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Б.Б. Кочнев

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

Серия вендских краевых прогибов, развитых вдоль южной периферии Сибирского кратона на Енисейском кряже, в Присаянье, Прибайкалье и в Патомском нагорье, во многом определяет архитектуру нефтегазоносного вендского осадочного бассейна на всем юге Сибирской платформы. Традиционно считалось, что развитие этих прогибов происходило относительно синхронно, часто на месте более древних, позднерифейских, окраинных структур **[10, 12]**. Такая точка зрения базировалась прежде всего на формационном анализе древних осадочных систем и на спорных и малочисленных биостратиграфических данных. Новые данные по изотопной хемостратиграфии и геохронологии позволяют скорректировать эти представления.

Вороговский прогиб, развитый на северо-западной окраине Енисейского кряжа, сложен терригенно-карбонатной вороговской серией общей мощностью до 4 км. Значения $\delta^{13}C$ по всему разрезу лежат в интервале –1…+2 ‰, сопровождаясь нормальными для вендских бассейнов значениями $\delta^{18}O$ от –3.0 до –10.1 ‰ V-PDB. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ по всему разрезу составляет 0.7081–0.7083, что, судя по геохимическим критериям (Mn/Sr<0.2; Fe/Sr<2), отражает состав морской воды палеобассейна. В сочетании с полученными U-Pb возрастами известняков североречeнской свиты 580±40 млн лет и сухореченской свиты – 565±90 млн лет, а также данными по детритовым цирконам **[1, 3]** это позволяет датировать заложение Вороговского прогиба поздним вендом (моложе 580 млн лет).

Тейско-Чапский прогиб, отделенный от Вороговского палеоподнятием **[12]**, заложился в позднем рифее, о чем свидетельствуют U-Pb и Ar-Ar датировки 700–750 млн лет из чингасанской серии и ее аналогов **[5]**. Нижневендские карбонатные осадки подъемской свиты чапской серии имеют значения $\delta^{13}C$ около –4 ‰, а минимальное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет 0.7076 **[7]**. К верхнему венду в Тейско-Чапском прогибе относится перекрывающая подъемскую немчанская свита и низы лебяжинской свиты.

В Нижнеангарском прогибе вендские отложения представлены тасеевской серией, в средней части которой из карбонатных горизонтов чистяковской свиты получены определения $\delta^{13}C$ –8…–11 ‰ **[2]**. Подобные изотопные характеристики на Сибирской платформе известны для вендских карбонатных осадочных пород жуинской серии Патомского нагорья, верхней части непского горизонта внутренних районов и юкандинской свиты Учуро-Майского прогиба **[4, 6, 8]**. Этот уровень сопоставляется с глобальной негативной С-изотопной аномалией Шурам-Вонока, возраст которой оценивается в интервале 550–580 млн лет. Таким образом, начало накопления тасеевской серии может быть оценено как не древнее 600–580 млн лет.

В Бирюсинском Присаянье изотопно-геохимические характеристики известны для карбонатных пород марнинской и удинской свит оселковой серии **[13]**; возраст подстилающей карагасской серии в настоящее время дискуссионен. Маркирующим уровнем являются известняки пещернинской пачки удинской свиты, характеризующиеся значениями $\delta^{13}C$ +5…+7 ‰ и отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ около 0.7080. Этот уровень уверенно сопоставляется с нижней – средней частью байкальской серии Прибайкалья (голоустненская и улунтуйская свиты), а также с дальнетайгинской серией Патомского нагорья, характеризующимися высокими положительными значениями $\delta^{13}C$ и, кроме того, содержащими в основании диамиктиты ледникового происхождения **[10, 11]**. Этот гляциогоризонт коррелируется с глобальным предэдиакарским оледенением Марино (640–635 млн лет), с которого предлагается начинать венд в широком понимании (640–535 млн лет) **[9]**.

Имеющиеся прямые и косвенные данные о возрасте осадочных толщ на юго-западной окраине Сибирского кратона позволяют утверждать, что их накопление начиналось не одно-

временно, а в интервале от самого позднего рифея до позднего венда. Скорость осадконакопления при этом также была, судя по всему, резко различной. К концу венда во всех рассмотренных структурах начали формироваться преимущественно доломитовые мелководные эпиплатформенные толщи (лебяжинская, островная, усть-тагульская иркутская свиты и их аналоги), фациально сходные между собой. Таким образом, позднерифейско-вендский (криогений-эдиакарский) краевой прогиб вдоль юго-западной окраины Сибирской платформы на протяжении большей части своего существования, а именно до конца венда, не представлял собой единой структуры, а имел сегментированное строение с резко различающимся стратиграфическим объемом осадочного чехла. Более выраженное влияние локальных тектонических условий на осадконакопление в сравнении с эвстатическими колебаниями уровня моря в каждом сегменте могло быть связано, например, с синседиментационными сдвиговыми смещениями вдоль юго-западного (в современных координатах) фланга Сибирского кратона и проявлением тектонического режима, характерного для бассейнов пулл-апарт на ранних стадиях развития.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00418) и РНФ (проект № 17-17-01241).

[1] *Вишневская И.А., Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И., Маслов А.В., Благовидов В.В., Метелкин Д.В., Приятkина Н.А.* Вороговская серия венда Енисейского кряжа: хемостратиграфия и данные U-Pb датирования детритовых цирконов // ДАН. 2017. Т. 476. № 3. С. 311–315.

[2] *Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б.* Изотопно-геохимическая характеристика, корреляция и возраст чистяковской свиты венда юга Енисейского кряжа // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения: Материалы Третьей международной конференции. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2016. С. 109–110.

[3] *Кочнев Б.Б., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г., Ситкина Д.Р., Смирнова З.Б.* Вороговская серия верхнего венда северо-запада Енисейского кряжа: изотопно-геохимические, геохронологические данные и корреляция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 147–148.

[4] *Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б., Марусин В.В.* C- и Sr-изотопная хемостратиграфия отложений венда – нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 731–755.

[5] *Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С.* Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 12. С. 1307–1320.

[6] *Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И.* Изотопный состав C, O, Sr и S в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.

[7] *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. 197–220.

[8] *Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В.* Юдомский комплекс стратотипической местности: C-изотопные хемостратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–28.

[9] *Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М.* Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифея и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16–27.

[10] *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.

[11] *Хабаров Е.М., Пономарчук В.А.* Изотопы углерода в верхнерифейских отложениях байкальской серии Западного Прибайкалья: стратиграфические следствия // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 10. С. 1019–1037.

[12] *Шенфиль В.Ю.* Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 171 с.

[13] *Kaufman A.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: Proceedings of the International conference (Novosibirsk, 30 July – 2 August, 2011). Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2011. P. 33–34.

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

2018. Выпуск 16. С. 139–141

СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОРДОВИКСКИХ ПЕСЧАНИКОВ РАЗНЫХ ЗОН ЗАПАДНОГО ФЛАНГА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА, ПРОВЕДЕННОГО В УНИВЕРСИТЕТЕ МАКВОРИ (СИДНЕЙ) И В ГИН РАН (МОСКВА)

Н.Б. Кузнецов[1, 2], Т.В. Романюк[2, 3], Е.А. Белоусова[3], К.Е. Дегтярев[1], В.С. Шешуков[1], А.С. Дуденский[1], Н.А. Каныгина[1], С.М. Ляпунов[1]

[1] Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru
[2] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
[3] Сидней, Австралия, Университет Маквори

В 2015 г. в Университете Маквори (Сидней) были исследованы (U/Pb-изотопное датирование и изучение Hf-изотопной системы) детритные цирконы (*dZr*) из проб ордовикских пород Центрального Казахстана (ЦК), Южного Урала и прикаспийской части Восточно-Европейской платформы (ВЕП), отобранных по профилю «BUK», пересекающему запад Цетрально-Азиатского покровно-складчатого пояса. Основная цель этих исследований заключалась в определении природы и первичной тектонической принадлежности некоторых из блоков, расположенных в современной структуре Южного Урала, по отношению к ВЕП, ЦК или другому континенту. Эти результаты и основанные на них выводы были доложены на одном из предыдущих совещаний **[1]** и отражены на постере, который мы представили в июле 2018 г. на международной конференции **[4]**, проходившей в Университете Маквори (рисунок). Кратко эти выводы можно сформулировать следующим образом. Полученные спектры возрастов *dZr* из всех уральских зон показали их отличие от спектров, характерных для ЦК и ВЕП. В западноуральских зонах (исключая Сакмарский аллохтон) отмечен очень сильный мезопротерозойский провенанс-сигнал. Это подразумевает, что ордовикские толщи этих автохтонных/парааутохтонных по отношению к ВЕП тектонических единиц содержат продукты эрозии комплексов, отличных от комплексов фундамента сопредельной части ВЕП. Для ордовика восточно-уральских зон и Сакмарского аллохтона, а также Прикаспия характерно доминирование позднеопротерозойско-кембрийской популяции *dZr*. Это позволяет предположить, что источником детрита, слагающего породы ордовикских толщ всех этих зон, не могли быть комплексы ВЕП и ЦК. При этом известно, что *dZr* с такими возрастами очень типичны для кадомских и авалонских террейнов Центральной **[7]** и Западной **[8]** Европы, Добруджи **[5]**, Анатолии **[10]**, Кавказа **[3]** и Крыма **[2]**. На этом основании мы полагаем, что датировки ***dZr***, полученные по ордовикским породам Южного Урала и сопредельных районов Прикаспия, являются первыми геохронологическими доказательствами существования эпикадомских террейнов в этом регионе.

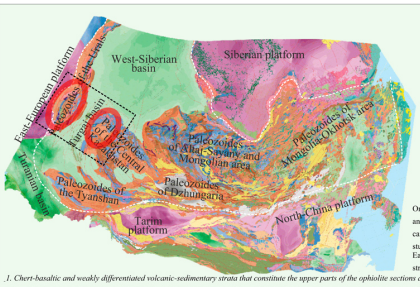
В 2018 г. на базе комплекса оборудования для изотопного датирования лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН **[4, 9]** были дополнительно датированы *dZr* из проб, ранее изученных в Университете Маквори (Сидней). Сравнительный анализ (проведенный методом «OVERLAP», «SIMILARITY» и «K/S-test») показал, что характер распределения возрастов *dZr* из одних и тех же проб, датированных в специализированной лаборатории в Университете Маквори (Сидней) и лаборатории ГИН РАН (Москва), статистически не отличается (см. постер). Нам представляется, что это, наряду с «вопроизводимостью» датировок стандартных цирконов (см. постер), является одним из наилучших подтверждений качества анализов, выполняемых по поставленной и отработанной в лаборатории ГИН РАН методике U/Pb-изотопного датирования *dZr*.

Аналитические данные в Университете Маквори (Сидней) получены с использованием аппаратуры, финансируемой грантами DEST Systemic Infrastructure Grants, ARC LIEF, NCRIS / AuScope, отраслевыми партнерами и Macquarie University и поддерживаемыми грантом ARC FT110100685 (Е.А. Белоусова). Аналитические данные в ГИН РАН получены при финансовой

ISOTOPIC HETEROGENEITY OF THE PRE-ORDOVITIAN EARTH'S CRUST OF THE WESTERN PART OF THE CENTRAL ASIAN FOLDING BELT (CAFB) BASED ON LA-ICP-MS/MA-ICP-MS STUDY OF DETRITAL ZIRCONS

Nikolay B. KUZNETSOV[1,2], Tatyana V. ROMANYUK[2,3], Elena A. BELOUSOVA[2], Kirill E.DEGTYAREV[1], Victor S. SHESHUKOV[1], Alexsander S. DUBENSKIY[1], Nadezhda A. KANYGINA[1], Sergey M. LYAPUNOV [1]

1Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation;
2Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems (CCFS) and GEMOC; Macquarie University, Sydney, Australia;
3The Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences; Moscow, Russian Federation;



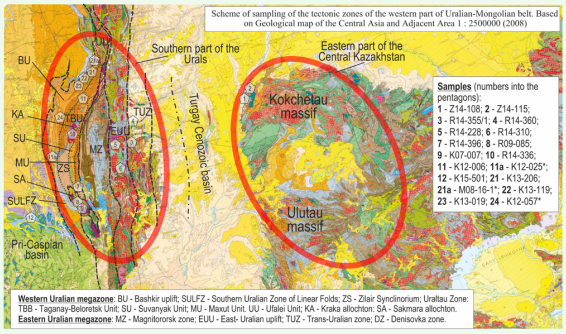


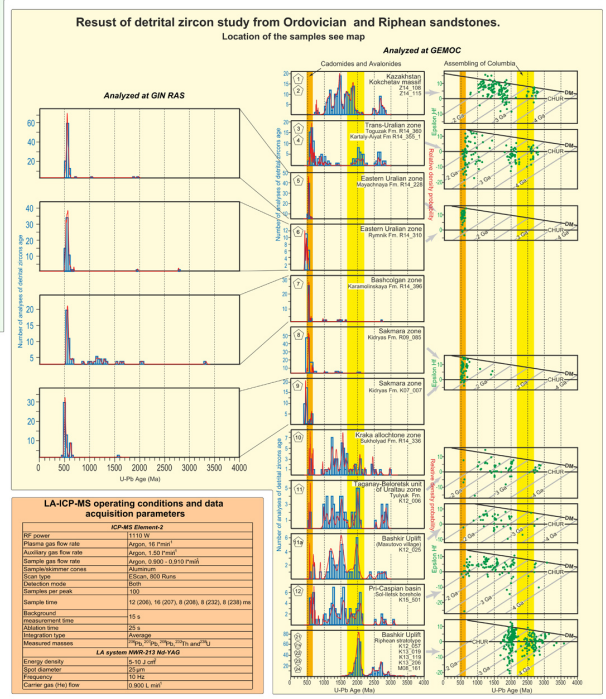
At the present moment, modern geochronological (zircon U/Pb dating) and isotopic-geochemical (Sm-Nd on bulk samples and minerals, zircon Lu-Hf isotopes) investigation carried out by many research groups (including the authors of this project from the GIN Russian Academy of Sciences) have obtained data on the age and nature of the sources of many igneous and metamorphic complexes of Central Kazakhstan, southern Urals, as well as the basement of the East European Platform. Thus, a rather reliable basis for comparing ages and geochemical and isotopic-geochemical characteristics of the crystalline complexes and similar parameters of detrital zircons from the Late Paleozoic strata of Central Kazakhstan, Southern Urals and EEP cover has been created.
A comparison of data on crystalline complexes with data on detrital zircons allows to determine the provenance, to identify local sources of sediments, to create a reasonable paleogeographic reconstruction, and thus to test known tectonic model.
We plan to focus on the following specific Aims:
1. To determine the nature (primary tectonic origin) of the some blocks allocated within the present-day structure of the Southern Urals, whose autochthonous (para-autochthonous) relation to the Baltica or the Kazakhstan Epi-Caledonian composite continent is not obvious;
2. To identify paleogeographic/paleotectonic affiliation of complexes involved in the structure of the different tectonic zones/units of the Southern Urals, and to compare these complexes with coeval units autochthonous to Baltica or to Epi-Caledonian Kazakhstan composite continent;
To achieve Aims , we carried out investigations on the samples from Ordovician strata involved in the structure of all meridianal zones of the Southern Urals, the Uralian part of the EEP and Central Kazakhstan (Kokchetav Massif). The main methodological direction of this research – is to obtain a maximal representative characteristics of sedimentary rocks of the same age (Ordovician) on detrital zircons along the transect EEP - Southern Ural - Kokchetav massif. To solve these problems, the main research approach is integrated study of detrital zircon populations from metasedimentary complex, utilizing **TerraneChron** methodology developed at **GEMOC/CCFS Centre** and Zircon U-Pb age data were obtained using the LA-ICP-MS technique at **Geological Institute of Russian Academy of Science (Russia, Moscow)**.

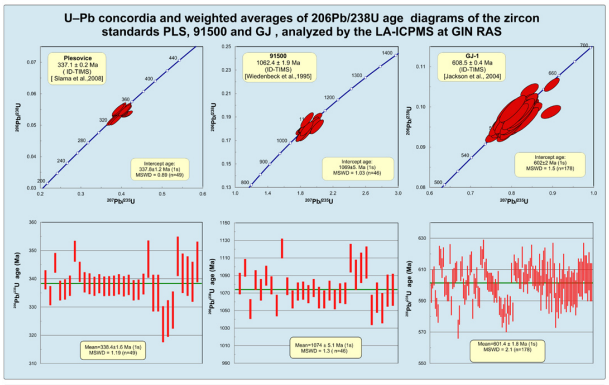
Ordovician – is a crucial time for the understanding of the Paleozoic geological history of the western part of the Central Asian belt and the Urals. This is the time of emplacement and maximum opening of the most paleo-oceanic basins of the and Kazakhstan – so the Ordovician complexes contain often the siliceous-basalt complexes of ophiolites. During Ordovician, the eastern part of the EEP and massifs of the Precambrian crust were overlap by terrigenous and terrigenous-silicea carbonate covers which may record provenance signal. Ordovician deposits may carry information on the age of the blocks consolidated in the Late Neoproterozoic - Cambrian and older formations. Comparing sets of detrital zircon ages from studied sandstones of Ordovician strata can give the possibility in principle to determine the synchronization, interconnection and interdependence of developed regional tectonic events.
Eastward from the eastern edge of the EEP, within the Southern Urals and the north-west of Kazakhstan, the Ordovician complexes are confined to a few sub-meridional zones. Within these zones, the Ordovician complexes differ in terms of th structural features, their structural location, composition of the rocks, and types of the sequences. In the first approximation, the Ordovician complexes of this region can be subdivided into two types:

1. Chert-basaltic and weakly differentiated volcanic-sedimentary strata that constitute the upper parts of the ophiolitic sections and were formed within the structures with melanocratic basements (basins with oceanic crust or oceanoids (island arcs)). These formations with serpentinites and gabbroids, compose packages of tectonic plates, which either are confined to n extended suture zones (Privakmaro-Voznesensk, Uysko-Novoorenburgskaya, Kartalinsko-Varnenskaya, Denisovskaya zones of the Southern Urals), or are involved in the structure of large allochthons overlying Precambrian sialic blocks (Sakmara, Kraka, Aramilsko-Sakhtelinskaya zones of the Southern Urals and possibly Imanburlakskaya zone of north-west of Kazakhstan).
2. Terrigenous, terrigenic-carbonatic and tuff-terrigenous rocks that were formed within the blocks of continental crust, on their slopes and at the escarpment, in the vicinity of the sources of detrital material. These units may be involved in the structure of large allochthons (Sakmara and Kraka zones of the Southern Urals) or rather extensive areas within zones of the Precambrian basement (East-Uralian and Trans-Uralian zones of the Southern Urals, Kokchetav massif of the north-west of Kazakhstan).

It is planned to obtain data on the ages of detrital zircons from the clastic Ordovician rocks from south-eastern part of the EEP, the Western Uralian (Bashik uplift, Zilair synclinorium, Sakmara and Kraka allochthons), Eastern Uralian and Trans-Uralian zones of the Southern Urals, and the western part of the Kokchetav massif of the north-western Kazakhstan, i.e. alon transect through the south-eastern edge of the East-European platform – the Southern Urals - Kokchetav massif. We carried out investigations on the samples from Ordovician strata involved in the structure of all meridianal zones of the Southern Urals, the Uralian part of the EEP and Central Kazakhstan (Kokchetav Massif). The main methodological direction of this – is to obtain a maximal representative characteristics of sedimentary rocks of the same age (Ordovician) on detrital zircons along the transect EEP - Southern Ural - Kokchetav massif. To solve these problems, the main research approach is integrated study of detrital zircon populations from metasedimentary complex.

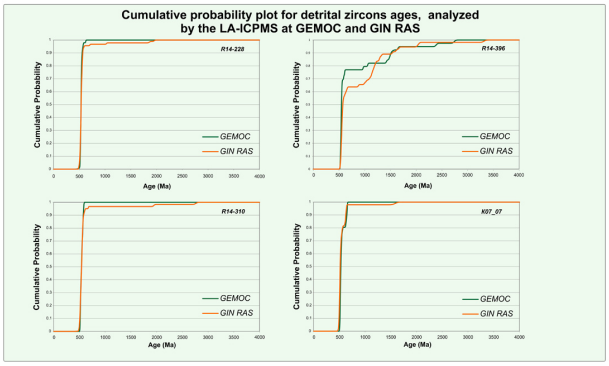






LA-ICP-MS operating conditions and data acquisition parameters

ICP-MS Element-2	
RF power	1110 W
Plasma gas flow rate	Argon, 16 l*min^{-1}
Auxiliary gas flow rate	Argon, 1.50 l*min^{-1}
Sample gas flow rate	Argon, 0.900 - 0.910 l*min^{-1}
Sample/skimmer cones	Aluminum
Scan type	EScan, 800 Runs
Detection mode	Both
Samples per peak	100
Sample time	12 (206), 16 (207), 8 (208), 8 (232), 8 (238) ms
Background measurement time	15 s
Ablation time	25 s
Integration type	Average
Measured masses	^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th and ^{238}U
LA system NWR-213 Nd-YAG	
Energy density	5-10 J cm^{2}
Spot diameter	25 µm
Frequency	10 Hz
Carrier gas (He) flow	0.900 L min^{1}



Comparison of U-Pb on zircon data for studied samples, analyzed at GIN RAS and GEMOC [Gehrels, 2012]

OVERLAP	GEMOC R14-228	GEMOC R14-310	GEMOC R14-396	GEMOC K07-07
GIN RAS R14-228	0.53906			
GIN RAS R14-310		0.41365		
GIN RAS R14-396			0.34816	
GIN RAS K07-07				0.22535

SIMILARITY	GEMOC R14-228	GEMOC R14-310	GEMOC R14-396	GEMOC K07-07
GIN RAS R14-228	0.89024			
GIN RAS R14-310		0.83909		
GIN RAS R14-396			0.60804	
GIN RAS K07-07				0.61707

K-S P-values	GEMOC R14-228	GEMOC R14-310	GEMOC R14-396	GEMOC K07-07
GIN RAS R14-228	0.719			
GIN RAS R14-310		0.890		
GIN RAS R14-396			0.049	
GIN RAS K07-07				0.041

KS test implementation were made in the MS Excel program using the macros developed by G. Gehrels and J. Guynn (Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, United States)

CONCLUSIONS:

A typical provenance signal of the Kazakhstan continent was characterized by samples from the Kokchetau massif. Among detrital zircons from the Kokchetau massif, the juvenile zircons ε_{Hf}>0) with Mesoproterozoic ages are prevailed, suggesting that they are most probably sourced from oceanic arcs. The characteristic features of detrital zircons sourced from the crystalline basement of Baltica were obtained using samples available from different levels of stratotypical sequences of Riphean Gr. (Baskir Uplift). During the Mesoproterozoic time (until about 1 Ga), the on erosional products accumulated at the Uralian margin of Baltica were derived from the Archean domains and from Paleoproterozoic orogens that sutured the Archean domains into the supercontinent Columbia. No younger zircons were detected. The Baltica basement provenance signal is also characterized by occurrences of zircons with very ancient Hf model ages (older than 3.5 Ga).

Obtained age spectra of zircons from all Uralian zones have demonstrated similarities neither to Kazakhstan nor to Baltica. In the Western-Uralian zones (excluding Sakmara allochtone), a very strong Mesoproterozoic input is evident. This implies that in these authochtonic/para-autochtonic units there was a contribution from other sources besides the Baltica basement. In the Eastern-Uralian zones and Sakmara allochtone a strong domination of the Late Neoproterozoic to Cambrian zircon populations implies that they could not been sourced from Baltica or Central Kazakhstan. Also important to emphasize, that zircons with the same age distribution pattern are found in the samples from the Ordovician sandstones of the Pri-Caspian basin.

Thus, our new results are the first evidence for existing of Epi-Cadomian-age terranes within the Pri-Caspian basin and Southern Urals.

The analytical data were obtained using instrumentation funded by MQ DEST Systemic Infrastructure Grants, ARC LIEF, NCRIS/AuScope, industry partners and FT110100685 (E.B.), the work supported by grant RSF 14-27-00058.

Постер, представленный на Международной конференции GEOANALYSIS 2018, проходившей в университете Маквори (Сидней, Австралия) в июле 2018 г. [6].

поддержке РНФ (проект № 14-27-00058). Обработка аналитических данных и их геолого-тектоническая интерпретация проведены в рамках гос. тем ГИН РАН № 0135-2016-0029 и 0135-2016-0009, соответственно.

[1] *Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е., Романюк Т.В. и др.* Результаты U/Pb-изотопного датирования и изучения Lu/Hf-изотопно-геохимических характеристик обломочных цирконов из ордовикских толщ Южного Урала и Кокчетавского массива // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 149–152.

[2] *Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусов Е.А., Романюк Т.В.* Тектоническая родственность Крыма и Амазонии на основе сравнения результатов датирования детритовых цирконов из конгломератов г. Южная Демерджи и структур причерноморского обрамления // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. М.: ГЕОС, 2017. Т. 2. С. 163–169.

[3] *Сомин М.Л., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Крёнер А., Конилов А.Н., Камзолкин В.А.* Псевдофундамент в доальпийской структуре Передового хребта Северного Кавказа // ДАН. 2013. Т. 450. № 4. С. 445–449.

[4] *Шешуков В.С., Кузьмичев А.Б., Дуденский А.С., Окина О.И., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Ляпунов С.М.* U-Pb изотопное датирование цирконов методом LA-ICP-MS в Геологическом институте РАН // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 16. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. С. 290–291.

[5] *Balintoni I., Balicaa C., Seghedi A., Ducea M.N.* Peri-Amazonian provenance of the Central Dobrogea terrane (Romania) attested by U/Pb detrital zircon age patterns // Geologica Carpathica. 2011. V. 62. P. 299–307.

[6] *Kuznetsov N.B., Romanjuk T.V., Belousova E.A. et al.* Isotopic heterogeneity of the Pre-Ordovician Earth's crust of the western part of the Central Asian Fold Belt (CAFB) based on LA-ICP-MS study of detrital zircons // 10th International Conference of the Analysis of Geological and Environmental Materials. Sydney, 2018. P. 48.

[7] *Linnemann U., Gerdes A., Hofmann M., Marko L.* The Cadomian orogen: Neoproterozoic to Early Cambrian crustal growth and orogenic zoning along the periphery of the West African craton – constraints from U-Pb zircon ages and Hf isotopes (Schwarzburg Antiform, Germany) // Precambrian Research. 2014. V. 244. P. 236–278.

[8] *Henderson B.J., Collins W., Murphy J.B., Gutierrez-Alonso G., Hand M.* Gondwanan basement terranes of the Variscan-Appalachian orogen: Baltican, Saharan and West African hafnium isotopic fingerprints in Avalonia, Iberia and the Armorican Terranes // Tectonophysics. 2015. V. 681. P. 278–304.

[9] *Sheshukov V.S., Kuzmichev A.B., Dubenskiy A.S. et al.* U-Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow) // 10th International Conference of the Analysis of Geological and Environmental Materials. Sydney, 2018. P. 63.

[10] *Ustaömer T., Ustaömer P.A., Robertson A.H., Gerdes A.* Implications of U-Pb and Lu-Hf isotopic analysis of detrital zircons for the depositional age, provenance and tectonic setting of the Permian – Triassic Palaeotethyan Karakaya Complex. NW Turkey // International Journal of Earth Sciences. 2016. V. 105. P. 7–38.

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

2018. Выпуск 16. С. 142–145

ПЕРВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ОЛЕДЕНЕНИЯ СТЕРТ В СИБИРИ – U-Pb ДАТИРОВКИ ЦИРКОНОВ ИЗ ДИАМИКТИТОВ р. ВОРОГОВКА НА СЕВЕРЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (ВЕСТИ ИЗ ЛАБОРАТОРИИ)

Н.Б. Кузнецов[1, 2], С.В. Рудько[1], А.В. Шацилло[2], Д.В. Рудько[2], А.С. Дуденский[1], В.С. Шешуков[1], Н.А. Каныгина[1], Т.В. Романюк[2]

[1] Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru,
[2] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

На прошедшем в 2017 г. XV юбилейном научном совещании «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту» мы представляли сообщение, посвященное диамиктитам (рис. 1-1), широко распространенным в бассейне верхнего течения р. Вороговка на севере Заангарья – заангарской части Енисейского кряжа **[5]**. Здесь лишь кратко напомним, что эти специфические образования впервые были описаны в 1927 г. И.Г. Николаевым из Ленинградского института Геологической карты (ныне ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) и определены как континентальная морена **[3]**. Позже В.Н. Григорьев и М.А. Семихатов (ГИН, Москва) сформулировали альтернативную идею. В соответствии с ней, так называемые тиллиты района верхнего течения р. Вороговка следует рассматривать как отложения подводных оползней в составе морской молассы горного сооружения **[1]**. В сообщении на прошлогоднем совещании **[5]** на основе собранного в полевой сезон 2017 г. обширного фактического материала мы показали, что образования, о которых идет речь, представляют собой акватиллиты, т.е. морские шельфовые отложения. Этот вывод обосновывался тем, что в рассматриваемых диамиктитах обнаружены и задокументированы: 1) многочисленные валуны и глыбы с пришлифованными и «отполированными» поверхностями, на которых проявлена штриховка: царапины и шрамы имеют различную длину, гвоздевидные, а иногда и изогнутые очертания, ориентированы параллельно или под углом друг к другу (рис. 1-2). Такие царапины и шрамы на пришлифованных и «отполированных» поверхностях – типичные признаки «ледниковой штриховки» **[6]**; 2) валуны и глыбы, представляющие собой «ледниковые утюги» с отполированной плоской «подошвой» (рис. 1-2); 3) хаотичная ориентировка удлиненных осей галек и валунов; 4) чередование песчаников и аргиллитов, которые содержат дропстоуны; 5) полимиктовый состав матрикса и кластов (галек и валунов разнообразных осадочных, метаморфических и изверженных пород, в том числе и «экзотических») диамиктитов.

Касаясь вопросов возраста тиллитов района верхнего течения р. Вороговка, мы **[5]**, как и все исследователи, изучавшие этот район до нас, отмечаем, что на участке правого берега р. Вороговка в 1.2 км ниже устья р. Захребетная (левый верхний приток р. Вороговка) на размытую поверхность дислоцированных тиллитов трансгрессивно налегают карбонатные породы, относимые сейчас к раннекембрийской лебяжинской свите, охарактеризованной единичными сборами трилобитов **[1]** и многочисленными находками ихнофоссилий **[2, 3]**, в том числе ходов *Phycodes* isp. С другой стороны, в 2017 г. **[2]** мы подтвердили отмеченные еще в работах **[1, 3]** наблюдения, в соответствии с которыми эти тиллиты налегают на породы, относимые к погорюйской и/или удерейской свите верхнего рифея. Все это означает, что тиллиты не могут быть древнее средней части позднего рифея и моложе раннего кембрия.

В матриксе тиллитов района верхнего течения р. Вороговка присутствует **[2]** и всегда ранее отмечалась **[1**, **3]** сингенетическая вулканогенная составляющая. Это, в частности, горизонты вулканических брекчий, содержавших бесформенные фрагменты пузырчатых лав – вулканические бомбы и лапилии (рис. 1-3, 1-4, 1-5, 1-6), горизонты туфопесчаников и стратифицированные магматические тела – лавовые потоки (?). Это указывает на одновременность формирования тиллитов и проявлений вулканизма.

В камеральный период «осень 2017 – весна 2018» мы провели выделение и U/Pb-изотопное датирование обломочных и туфогенных цирконов (**Zr`s**) из трех проб (K17-047,

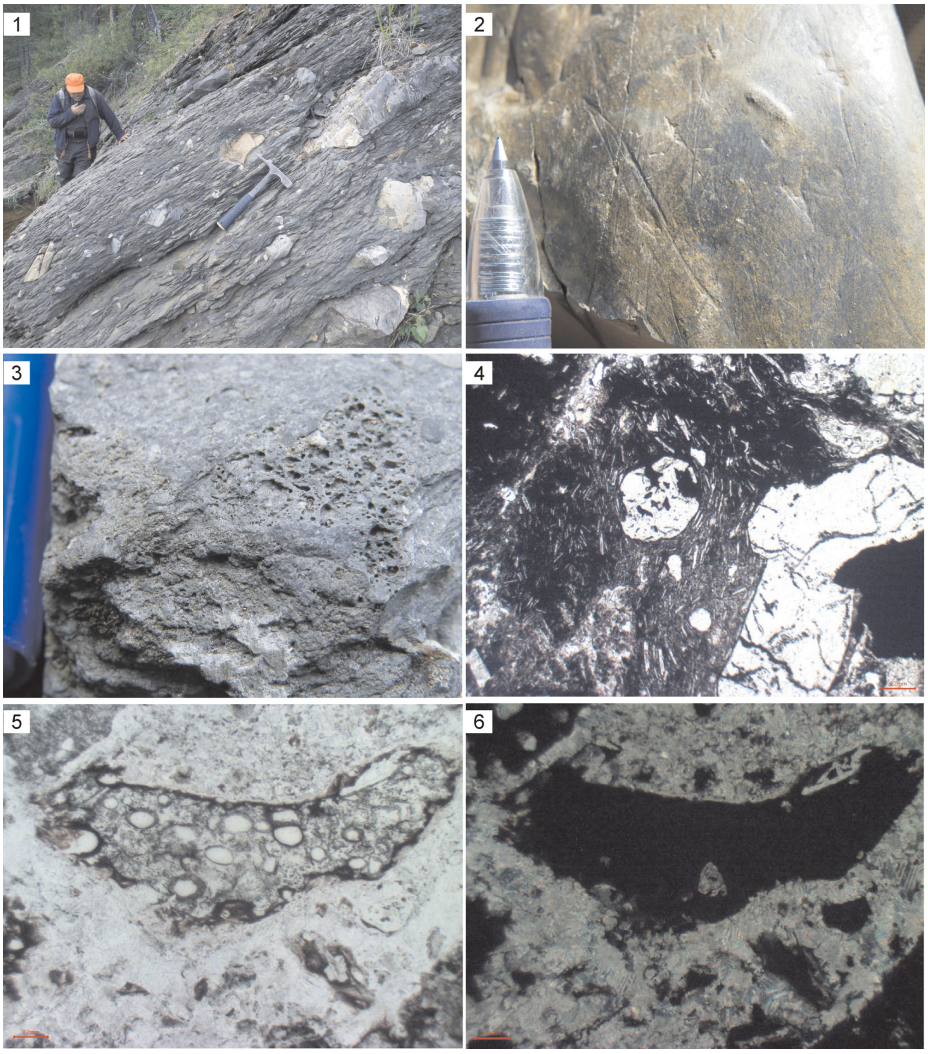


Рис. 1. Фотографии и микрофотографии (*1*), глыбы с ледниковой штриховкой (*2*), вулканической бомбы (*3*), микрофотографии лапилий в матриксе тиллитов (*4*–*6*).

K17-048, R17-048) матрикса тиллитов с видимой туфогенно-вулканогенной составляющей. Далее мы приводим первые результаты датирования **Zr`s** из трех этих проб. Специально отметим, что это, по существу, одни из **ПЕРВЫХ** (!!!) результатов U/Pb-изотопного датирования **Zr`s**, полученные в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором на основе масс-спектрометра высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific) в сочетании с системой лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Industries) **[10]**.

Пробы измельчены в чугунной ступе до размерного класса 250 мкм. Измельченный материал отмучен в проточной водопроводной воде и после просушки разделен в бромоформе. Полученная таким образом цирконсодержащая фракция тяжелых минералов была разделена с помощью магнитного сепаратора, изготовленного А.Б. Кузьмичевым. После этого под методическим руководством А.Б. Кузьмичева **Zr`s** из изучаемых проб были имплантированы в эпоксидную шашку и приполированы примерно до середины их толщины. Несмотря на незначительный (~1.5 кг) начальный вес проб, из них удалось выделить по несколько сотен **Zr`s**. Понимая, что нас интересует в основном возможность датирования сингенетического вулканогенно-туфогенного материала, для имплантирования в шашки мы выбрали преимущественно зерна с наилучшими кристаллографическими очертаниями и в незначительном количестве зерна с признаками механической обработки (окатанные и оглаженные зерна). Имплантированные в шашки **Zr`s** из всех проб были сфотографированы в поляризационном микроскопе со скрещенными и параллельными николями, а также системой «видеозахвата» камеры лазерного пробоотбора аналитической установки. В итоге была составлена карта расположения зерен **Zr`s** в шашке.

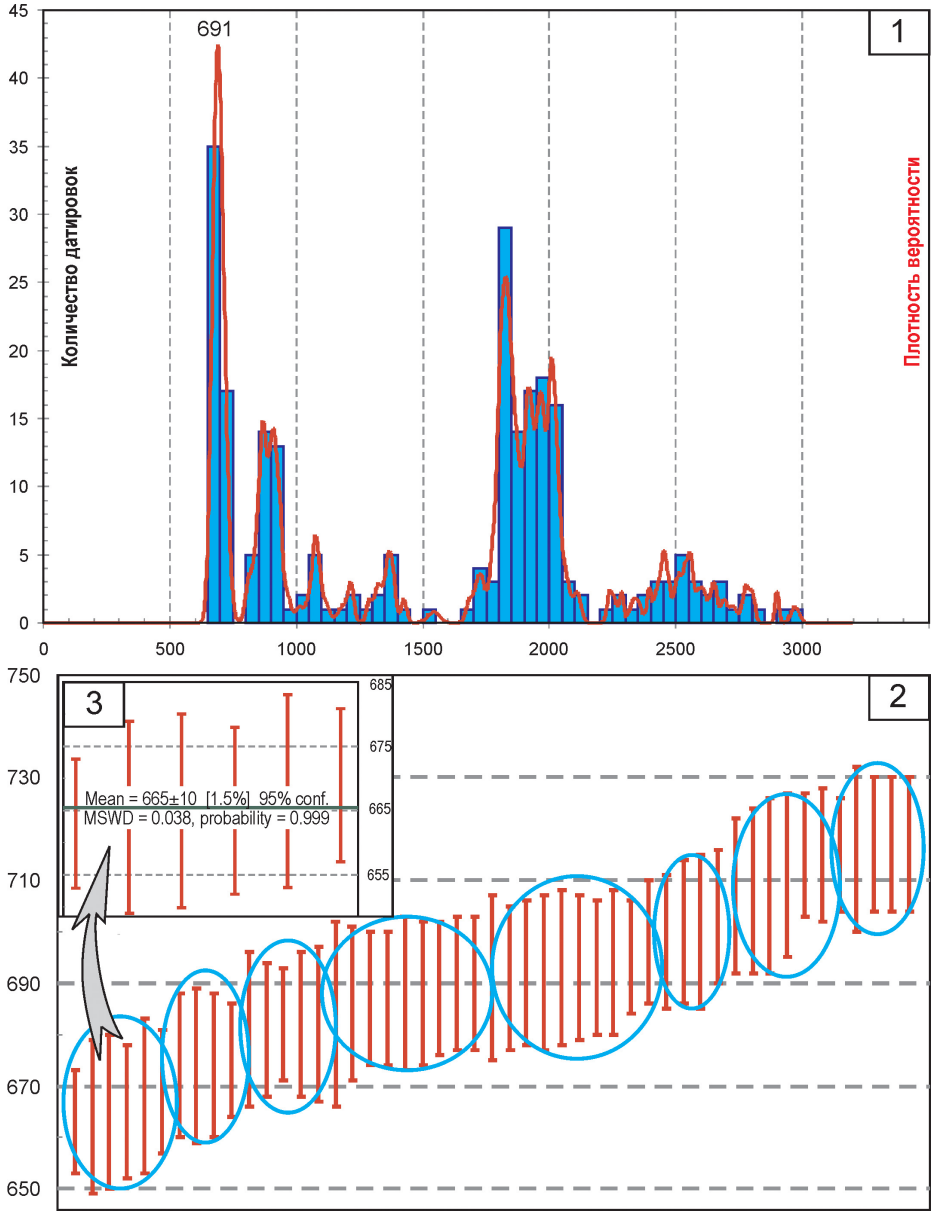


Рис. 2. Результаты датирования Zr`s из матрикса тиллитов района верхнего течения р. Вороговка. *1* – гистограмма и кривая плотности вероятности; *2* – датировки, попадающие в кластер, характеризующийся частотным максимумом 691 млн лет; *3* – когерентная группа из шести наиболее молодых датировок.

Изотопные исследования **Zr`s** проведены в несколько аналитических сессий и сопровождались совместным анализом международно признанных геохронологических стандартов **Zr`s** – «91500» (основной стандарт, аттестованный методом ID- TIMS возраст 1062.4±1.9 Ma) и «Plešovice» (контрольный стандарт, аттестованный методом ID-TIMS возраст 337.1±0.2 Ma). Полученные результаты датирования 18 пар зерен «стандартов» (1063.2±4.2 млн лет и 333.4±1.2 млн лет, соответственно) совпадают с аттестованными значениями в пределах доверительного интервала.

Общее количество анализов (N, шт.) в пробах K17-047, K17-048, R17-048 составило 94, 67, 24, соответственно, в том числе анализов, дискордантность которых не превышает рубеж «±10 %» (n, шт.) – 75, 56, 22, соответственно. Минимальный возраст **Zr`s** в пробах K17-047, K17-048, R17-048 составил 668±15, 664±14, 680±21 млн лет, а максимальный возраст – 2961±16, 2569±16, 2718±15 млн лет, соответственно. Всего в совокупности нами было получено 153 условно конкордантных датировки. Они неравномерно распределены в диапазоне от 664±14 млн лет до 2961±16 млн лет и формируют на общей по трем пробам кривой плотности вероятности (КПВ) несколько различных по интенсивности частотных максимумов (рис. 2-1).

Наиболее интересный для нас самый молодой частотный пик на КПВ – ~691 млн лет (рис. 2-1). Датировки, образующие этот пик, распадаются на несколько разновозрастных групп (рис. 2-2). При этом шесть наиболее молодых датировок формируют когерентную группу со средневзвешенным возрастом 665±10 млн лет (рис. 2-3). Это в настоящее время наиболее обоснованный возраст изучаемых тиллитов.

По возрасту тиллиты верхнего течения р. Вороговка могут быть сопоставлены с диамиктитами формации Скаут Маунтинс (ЮВ Айдахо, США) с датировками 667±5 и 686±0.4 млн лет **[8]** и формации Эдвардсбург (Центрального Айдахо, США) с датировками 684±4 и 685±5 млн лет **[9]**. Кроме того, полученные нами результаты U/Pb хорошо согласуются с датировкой **Zr`s** (663.03±0.11 млн лет, CA-ID-TIMS) из туфового прослоя из разреза тиллитов формации Вилерпа (Wilyerpa) в Южной Австралии **[7]**, принимаемой как время окончания оледенения Стерт, продлившегося ~58 млн лет.

Таким образом, мы получили первое прямое геохронологическое доказательство проявления субглобального оледенения Стерт в Сибири. При этом мы полагаем, что полученная датировка близка к его верхней возрастной границе. В качестве нижней границы возраста этого ледникового периода в Сибири мы предлагаем рассматривать изотопный возраст 717±15 млн лет **[4]** фельзитопорфиров, парагенетически связанных с вулканогенно-осадочными породами каитьбинской серии Глушихинского бассейна (нижнее течение р. Б. Пит – запад центральной части Заангарья). Эти вулканические и вулканогенно-осадочные образования, чередующиеся в разрезе с относительно мощными пачками строматолитовых карбонатных пород, в настоящее время могут быть интерпретированы как наиболее молодые доледниковые образования, известные на Енисейском кряже.

Сбор материалов по району верхнего течения р. Вороговка проведен при поддержке РФФИ (17-05-00021). Финансирование полевых работ 2017 г. в этом районе произведено за счет средств МОН РФ (проект №14.Z50.31.0017). Подготовка к изотопным исследованиям и их проведение проведены в рамках гос. тем ГИН РАН (0135-2016-0004 и 0135-2016-0009, соответственно). Обработка результатов изотопных исследований проведена при поддержке РНФ (проект –14-27-00058).

[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] *Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Шацилло А.В., Рудько Д.В.* Новые находки ихнофоссилий из пограничных уровней венда/кембрия западной периферии Сибирской платформы (вести с полей 2017) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 153–155.

[3] *Николаев И.Г.* Ледниковые отложения (тиллиты) нижнекембрийского возраста в Енисейском кряже // Известия главного геолого-разведочного управления. 1930. Т. XLIX. № 7. С. 781–798.

[4] *Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В.* Поздненеопротерозойская метариолит-базальтовая ассоциация глушихинского прогиба (Енисейский кряж): новые данные по петрогеохимическому составу, возрасту и условиям образования // ДАН. 2012. Т. 445. №3. С. 332–337.

[5] *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.

[6] *Чумаков Н.М.* Оледенения Земли: история, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с.

[7] *Cox G.M., Isakson V., Hoffman P.F. et al.* South Australian U-Pb zircon (CA-ID-TIMS) age supports globally synchronous Sturtian deglaciation // Precambrian Research. 2018. V. 315. P. 257–263.

[8] *Sheshukov V.S., Kuzmichev A.B., Dubenskiy A.S.* et al. U-Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow) // 10th International Conference of the Analysis of Geological and Environmental Materials. Book of Abstracts. Sydney, 2018. P. 63.

[9] *Link P.K., Christie-Blick N.* Neoproterozoic strata of Southeastern Idaho and Utah: record of Cryogenian rifting and glaciation // The geological record of Neoproterozoic Glaciations / Eds. E. Arnaud, G.P. Halverson, G. Shields-Zhou. Geological Society, London, Memoirs. 2011. V. 36. P. 425–436.

[10] *Lund K., Aleinikoff J.N., Evans K.V.* The Edwardsburg formation and related rocks, Windermere Supergroup, central Idaho, U.S.A. // The geological record of Neoproterozoic Glaciations / Eds. E. Arnaud, G.P. Halverson, G. Shields-Zhou. Geological Society, London, Memoirs. 2011. V. 36. P. 437–447.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2018. Выпуск 16. С. 146–148

ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ У ГРАНИЦЫ ВЕРХНЯЯ – НИЖНЯЯ МАНТИЯ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ДАЛЬНЕЙШУЮ СУДЬБУ СУБДУЦИРУЮЩЕЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ

М.И. Кузьмин[1], А.Н. Диденко[2], И.Ю. Кулаков[3], С.Г. Козлова[4], В.Е. Захватаев[5]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
[2] Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
[3] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
[4] Новосибирск, Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН
[5] Красноярск, Федеральный исследовательский центр «Красноярский научный центр СО РАН»

Ряд глобальных событий, происходивших в истории Земли, определил возможность появления живых организмов, эволюция которых привела и к появлению человека **[10]**, что отличает ее от всех других планет и космических тел Солнечной системы **[14]**. Уникальные особенности Земля приобретала как на начальных этапах своего развития при формировании Солнечной системы **[1]**, так и в дальнейшем, когда формировались внутренние оболочки Земли, началась современная тектоническая активность – тектоника литосферных плит и глубинных мантийных плюмов. Эти процессы определяют взаимодействие всех сформированных геосфер Земли, обеспечивающих широкое разнообразие в верхнем слое (земной коре) различных типов месторождений и комфортные условия существования живых организмов **[2, 8]**. Большое значение в создании этих условий, несомненно, имеет тектоника литосферных плит, неотрывной частью которой является субдукция, при которой литосферные плиты, в основном океанические, погружаются в мантию. Типичными модельными объектами субдукционных структур являются Курило-Камчатская и Японская островные дуги, расположенные в зоне перехода от Тихого океана к Евразийскому континенту.

Большое внимание изучению литосферной сейсмичности в этом регионе уделял в своих исследованиях С.И. Шерман **[9]**. В его монографии указывается, что в северо-западной части Тихоокеанского пояса за 50 последних лет зафиксировано 38 % всех землетрясений, произошедших на Земле, с магнитудой 4.5, и 703 землетрясения – с M>6.5, при средней глубине гипоцентров 68 км. С.И. Шерман не рассматривал вопросы, касающиеся возникновения и генезиса глубокофокусных землетрясений, происходящих ниже, вплоть до глубины границы верхняя – нижняя мантия, куда по данным геофизических исследований прослеживается погружение слэбов субдуцирующей Тихоокеанской литосферной плиты. На этих глубинах происходят глубокофокусные землетрясения большой мощности, отражающие состояние погружающейся в мантию плиты. В настоящей работе рассмотрены глубокофокусные землетрясения, которые проявляются на востоке России, в зоне сочленения восточной окраины Евразийского континента с Тихоокеанской океанической литосферной плитой. Частично проблема глубокофокусной сейсмичности обсуждается в работе **[6]**. Здесь же наши выводы дополнены материалами по сейсмотомографии мантии (до 1000 км), полученными в последнее время **[4, 7]**. Кратко остановимся на геодинамической интерпретации этих результатов, касающихся различного поведения слэбов, достигших границы верхняя – нижняя мантия.

Распределение землетрясений с глубиной гипоцентров ≥450 км (U.S. Geological Survey, https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search) на зависимости магнитуда–глубина показывает, что для событий с магнитудой от 4.5 до 6.7 дифференциации не видно. Для более мощных событий наблюдается их приуроченность к большим глубинам. Так, землетрясений с магнитудой более 6.7 в интервале глубин 450–500 км за все эти годы произошло только 15, в то время как в интервале 530–670 км их было 96. Для событий с магнитудой ≥ 7.5 эта тенденция еще более явно выражена: на глубине до 500 км произошло всего два таких события, а на глубинах более 550 км – 20 событий. Из этого распределения можно заключить, что наиболее мощные глубокофокусные землетрясения связаны с процессами в слэбе вблизи границы верх-

няя – нижняя мантия. Здесь же произошли и два самых мощных глубокофокусных землетрясения из зафиксированных на Земле: Боливийское – 6 июня 1994 года в Перуано-Чилийской субдукционной системе (Mw=8.2) и Охотоморское – 24 мая 2013 года в Курило-Камчатской субдукционной системе (Mw=8.3).

Изучение распределения в пространстве гипоцентров землетрясений Японской и Курило-Камчатской островных дуг показало следующее. Длина проекций на поверхность Земли их погружающихся слэбов отличается более чем вдвое: ~1500 км у Японской дуги и ~600 км у Курило-Камчатской, соответственно различаются и углы конвергенции Тихоокеанской плиты под Амурскую (< 30°) и Охотскую плиты (~ 45°). Глубина гипоцентров глубокофокусных землетрясений в слэбе Японской дуги не превышает 600 км, и все они происходили в транзитной зоне существенно выше границы фазового перехода верхняя – нижняя мантия, тогда как в слэбе Курило-Камчатской дуги глубина гипоцентров глубокофокусных землетрясений практически достигает границы фазового перехода верхняя – нижняя мантия. На основе сейсмотомографических данных по Курило-Камчатской дуге **[7]** установлено, что активная часть субдуцированной плиты в Курило-Камчатской дуге пересекает границу верхняя – нижняя мантия и прослеживается до глубины 800–1000 км, в то время как в Японской островной дуге уже в транзитной зоне верхней мантии плита изгибается и продвигается в сторону континента. Эти результаты послужили основой для предположения, что движущая сила субдукции в этих двух местах может быть различной. Так, в районе Южной Камчатки и Северных Курил основной силой является гравитационное погружение глубинной части слэба (slab pull). В районе Южных Курил и Хоккайдо скорость погрузившейся части слэба ниже, чем скорость океанической плиты до погружения, из чего в работе **[7]** сделано предположение о доминировании здесь силы «толкания» со стороны океана (slab push). Эти отличия определяют различную форму слэба в южном и северном сегментах Курило-Камчатской дуги.

Различаются и фокальные механизмы самых мощных глубокофокусных землетрясений Курило-Камчатской и Японской островных дуг. В первом случае они практически на границе верхняя – нижняя мантия проходят в режиме сброса, во втором – в транзитной зоне верхней мантии – взброса. Причины различных фокальных механизмов возможны следующие. Для Японской дуги можно полагать, что основным механизмом землетрясений в транзитной зоне верхней мантии является полиморфный фазовый переход метастабильного оливина в шпинель вблизи поверхности скалывания в субдукционном клине, при котором из-за резкого изменения кристаллической структуры прочность породы уменьшается **[13]**. В случае глубинных землетрясений высокой мощности, подобных Охотоморскому 2013 г. с магнитудой 8.3, в качестве триггера был предложен гипотетический структурный переход субмолекулярных фрагментов SiO_2, соответствующий переходу молекулы SiO_2 из циклической формы – изомерной линейной – в линейную **[6]**. Возможность таких переходов, являющихся триггерами катастрофических землетрясений, следует из квантово-химических расчетов **[3]**.

Как показывают уже многочисленные сейсмотомографичесие данные, например **[7]**, субдуцирующая океаническая плита у границы верхняя – нижняя мантия ведет себя по-разному. В одних случаях плита на этой границе в результате мощнейших глубокофокусных землетрясений разбивается на блоки, которые проникают в нижнюю мантию и опускаются до слоя D”. Эти блоки привносят в глубокие горизонты мантии коровое вещество, которое участвует в формировании глубинных мантийных плюмов, являющихся источниками внутриплитных магматических пород как океанических островов, так и континентов, в том числе и крупных магматических провинций **[5, 10]**. В других – слэб субдуцирующей плиты переходит из активной части в стагнирующую, перенося коровый материал по границе верхняя – нижняя мантия. Это можно видеть на примере погружающейся Тихоокеанской плиты в районе Японской островной дуги под Евразийский континент (например **[12]**). Такая «судьба» характерна для относительно молодых субдуцирующих литосферных плит **[11]**. Они способствуют формированию пород внутриплитного геохимического типа на континенте за островной дугой. Как было показано **[5]**, такой генезис могут иметь и вулканиты Байкальской рифтовой зоны. Важная задача будущих исследований – выявить геохимические различия двух типов пород внутриплитного магматизма с источниками, различными по глубине.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 16-17-00015).

[1] *Батыгин К., Лафлин Г., Морбиделли А.* Рожденные из хаоса // В мире науки. 2016. № 7. С. 16–27.

[2] *Вернадский В.И.* Несколько слов о ноосфере (опубликована в 1944 г.) // Философские мысли натуралиста. М.: Наука, 1988. С. 503–510.

[3] *Габуда С.П., Козлова С.Г.* Неподеленные электронные пары и химическая связь в молекулярных и ионных кристаллах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 164 с.
[4] *Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов К.Д., Кукарина Е.В.* Значение геологии, экспериментальной петрологии и сейсмотомографии для комплексной оценки субдукционных процессов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 1–2. С. 21–55.
[5] *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28–45.
[6] *Кузьмин М.И., Хлебопрос Р.Г., Диденко А.Н., Козлова С.Г., Захватаев В.Е.* О возможной связи глубинных землетрясений со структурным переходом субмолекулярных фрагментов SiO_2 в породах субдуцирующей океанической плиты // Геология и геофизика. 2019 (в печати).
[7] *Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В.* Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 830–851.
[8] *Кунин Е.В.* Логика случая. О природе и происхождении биологической эволюции. М.: Центрполиграф, 2014. 528 с.
[9] *Шерман С.И.* Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Гео, 2014. 359 с.
[10] *Condie K.C.* Earth as an evolving planetary system. Elsevier, 2011. 574 p.
[11] *Irifune T., Ringwood A.E.* Phase transformations in subducted oceanic crust and buoyancy relationships at depths of 600–800 km in the mantle // Earth and Planetary Science Letters. 1993. V. 117. P. 101–110.
[12] *Kimura J-I., Sakuyama T., Miyazaki T., Vaglarov B.S., Fukao Y., Stern R.J.* Plume-stagnant slab-lithosphere interactions: Origin of the Late Cenozoic intra-plate basalts on the East Eurasia margin // Lithos. 2018. V. 300–301. P. 227–249.
[13] *Kirby S.H., Stein S., Okal E.A., Rubie D.C.* Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere. Reviews of Geophysics. 1996. V. 34. P. 261–306.
[14] *Stern R.J., Gerya T., Tackley P.J.* Stagnant lid tectonics: Perspectives from silicate planets, dwarf planets, large moons, and large asteroid // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 103–119.

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

2018. Выпуск 16. С. 149–150

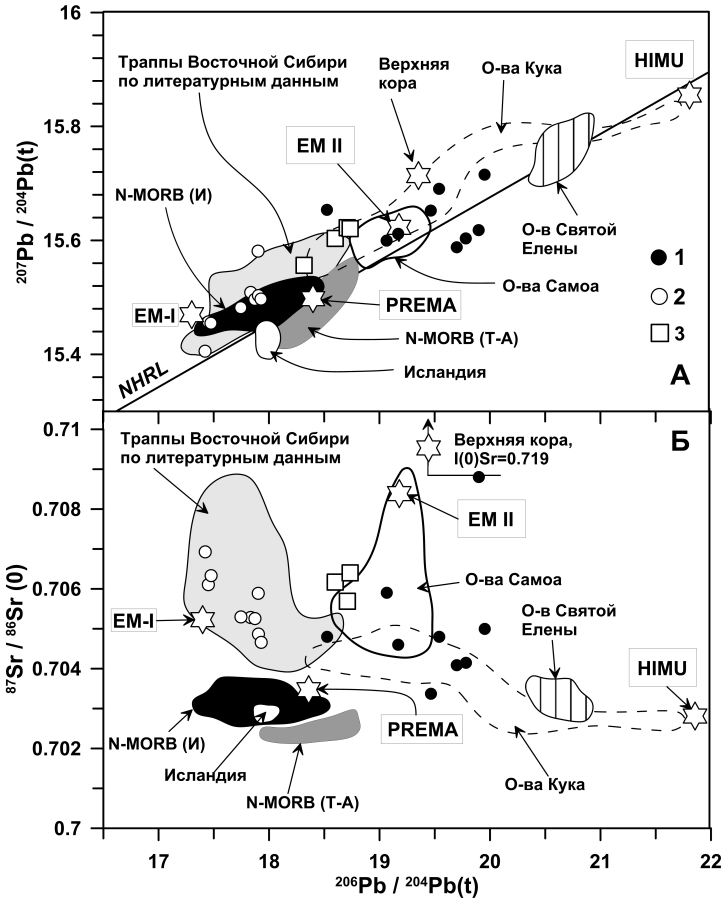
ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ПИКРИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ГУДЧИХИНСКОЙ СВИТЫ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ ПО Pb-Sr ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

М.И. Кузьмин, С.И. Дриль, А.Я. Медведев, М.В. Ставицкая

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

Основные породы повышенной магнезиальности традиционно привлекали внимание геологов в связи с тем, что их исследование позволяло приблизиться к решению вопросов о природе и характеристиках первичных источников вещества расплавов **[1]**. Одним из примеров широкого развития базальтоидов повышенной магнезиальности, связанных с вулканизмом Сибирской трапповой провинции, являются пикритовые базальты гудчихинской свиты. Согласно корреляции лавовых свит для разрезов туфолавовой толщи различных частей Тунгусской синеклизы, предложенной в **[2]**, отложения свиты приурочены к нижней части разреза Северо-Западного региона и характеризуют ранний рифтогенный этап развития синеклизы. Породы представлены порфировыми и, реже, гломеропорфировыми и пойкилоофитовыми вулканитами. Значительная часть вулканитов представлена пикритовыми базальтами, приуроченными к верхним горизонтам свиты. Нижняя часть разреза представлена толеитовыми и субщелочными базальтами при резком преобладании первых.

Ранее было показано, что формирование Сибирской трапповой провинции (СТП) и Западно-Сибирской рифтовой системы (ЗСРС) на рубеже перми и триаса **[3]** произошло в результате деятельности Исландского плюма, расположенного на западной границе Пра-Африканского горячего поля мантии **[4]**. Кроме того, в результате анализа оригинальных **[5]** и накоплен-



Диаграммы зависимости изотопного состава: *А* – свинца ($^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$); *Б* – стронция и свинца ($^{87}Sr/^{86}Sr$–$^{206}Pb/^{204}Pb$). Условные обозначения – фигуративные точки составов пермотриасовых вулканитов Западной Сибири (*1*), Восточной Сибири (*2*) и гудчихинской свиты Северо-Западного региона Тунгусской синеклизы (*3*); N-MORB (И) – поле составов базальтов MORB Индийского океана по литературным данным; N-MORB (Т-А) – поле составов базальтов MORB Тихого и Атлантического океанов по литературным данным; поле составов базальтов Исландии по **[6]**.

ных литературных данных по изотопному составу Sr и Pb в пермотриасовых продуктах магматической деятельности СТП и ЗСРС была выявлена существенная гетерогенность системы источников вещества внутриплитовых базальтоидов. Изотопные составы свинца вулканитов обеих структур (рисунок, *А*) группируются вдоль линии NHRL. При этом точки составов пород СТП в значительной степени перекрываются с полями составов атлантических, тихоокеанских и индийских MORB, указывая на связь с истощенным мантийным источником и, отчасти, с умеренно истощенным источником PREMA. Составы пород ЗСРС отчетливо смещены в область более радиогенных изотопных составов свинца по отношению к источнику MORB и PREMA, располагаясь на участке тренда от источника EM-II к источнику HIMU. Точки изотопного состава свинца пикритовых базальтов гудчихинской свиты занимают промежуточное положение между обоими региональными трендами и близки к области источника PREMA (рисунок, *А*). Одновременно с этим часть составов пикритовых базальтов смещены от источника PREMA к верхнекоровому источнику, что свидетельствует о процессах контаминации высокомагнезиальных базальтовых расплавов коровым веществом. Подтверждение этого процесса можно видеть и на диаграмме вариаций величин $^{87}Sr/^{86}Sr$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ (рисунок, *Б*).

Полученные данные могут свидетельствовать о том, что изотопный состав свинца и стронция пикритовых базальтов гудчихинской свиты был близок к таковому в умеренно истощенном мантийном источнике PREMA. Расплавы пикритовых базальтов в разной степени были контаминированы коровым веществом.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00928).

[1] *Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжиков О.А.* Многообразие траппов и исходные магмы (на примере траппов). Новосибирск: Наука, 1989. 248 с.

[2] *Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П.* Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1575–1587.

[3] *Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Рейгов М. и др.* Абсолютный возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по $^{40}Ar/^{39}Ar$ данным) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 588–591.

[4] *Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. 2010 V. 102. P. 29–59.

[5] *Дриль С.И., Медведев А.Я., Кузьмин М.И.* Источники вещества пермо-триасовых плюмовых вулканитов Западной и Восточной Сибири по Pb-Sr изотопным данным // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 90–91.

[6] *Mertz D.F., Devey C.W., Todt W. et al.* Sr-Nd-Pb isotope evidence against plume-asthenosphere mixing north of Iceland // Earth and Planetary Science Letters. 1991. V. 107. P. 243–255.

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

2018. Выпуск 16. С. 151–153

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КУРАЙСКОЙ ПАЛЕОСУБДУКЦИОННОЙ ЗОНЫ КУЗНЕЦКО-АЛТАЙСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

А.В. Куликова[1, 2, 3], М.М. Буслов[1, 2, 3], В.А. Симонов[1, 2, 3], А.В. Травин[1, 2, 4]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Ak_Cool@mail.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет
[3] Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет
[4] Томск, Томский государственный университет

В юго-восточной части Горного Алтая выделяются следующие геодинамические ассоциации **[1]**: 1) позднедокембрийско-кембрийские вулканогенно-осадочные породы Кузнецко-Алтайской островной дуги; 2) позднедокембрийские образования Курайской аккреционной призмы островной дуги; 3) кембрийские – раннеордовикские осадки Ануйско-Чуйского преддугового прогиба.

Курайская аккреционная призма находится в южной части Кузнецко-Алтайской островной дуги и прослеживается на расстоянии более 150 км с СЗ на ЮВ при ширине до 60 км. Зона состоит из различных по составу и размерам тектонических пластин палеосимаунтов, чаган-узунских офиолитов, серпентинитового меланжа, которые чередуются с пластинами олистостром и турбидитов **[2, 3]**. Чаган-Узунский офиолитовый массив имеет вытянутую форму и прослеживается на расстоянии более 20 км с СЗ на ЮВ при ширине до 4 км на левобережье р. Чуя. В составе массива выделяются пластины перидотитов, окруженные зонами серпентинитового меланжа. В нижней части массива серпентинитовый меланж включает будинированные и деформированные дайки и блоки габброидов. Выше ультрабазитов залегает серпентинитовый меланж с включениями блоков массивных серпентинитов, зеленых сланцев, гранатовых амфиболитов, эклогитов. Метаморфические породы присутствуют в составе аккреционной призмы в виде отдельных линз и пластин и, как правило, приурочены к офиолитам. Структурные элементы аккреционной призмы в целом погружаются на юго-запад. Структура аккреционной призмы нарушена позднепалеозойскими разломами **[2]**. В районе пос. Акташ Курайский аккреционный клин перекрывается через базальные конгломераты грубообломочными отложениями среднекембрийско-раннеордовикской чибитской свиты краевой фации Ануйско-Чуйского преддугового прогиба **[4]**.

Курайская аккреционная зона является уникальным объектом, на примере которого можно восстановить геодинамические процессы в аккреционно-субдукционных орогенах. Ранее **[2, 3]** была предложена модель формирования аккреционного клина Курайской зоны Горного Алтая по аналогии с западной окраиной Тихого океана, основанная на столкновении палеосимаунтов с примитивной островной дугой, что привело к заклиниванию зоны субдукции и обратным течениям вещества в субдукционном канале. В результате метаморфические породы и офиолиты были выведены к поверхности и включены в состав аккреционного клина совместно с телами палеосимаунтов.

Результаты исследований базит-ультрабазитового комплекса показали, что в Курайской аккреционной зоне сохранились чаган-узунские ультрабазиты, базальты срединно-океанических хребтов и океанических островов. Данные по петрохимии и геохимии ультрабазитов свидетельствуют о том, что они были сформированы в условиях срединно-океанического хребта, однако есть ряд характеристик, свидетельствующих о их дальнейшем взаимодействии с расплавами. Как показали петрогеохимические исследования, все метаморфические породы Курайской аккреционной зоны имели океаническое происхождение и протолитами служили главным образом базальты типа N-MORB, значительно реже E-MORB и OIB. Их можно разделить на два комплекса: 1) эклогиты и гранатовые амфиболиты из блоков серпентинитового меланжа и в отдельных тектонических пластинах; 2) гранат-пироксен-амфиболовые породы совместно с безгранатовыми амфиболитами.

Эклогиты и гранатовые амфиболиты из блоков серпентинитового меланжа и в отдельных тектонических пластинах сформировались при погружении в зону субдукции и быстрой эксгумации океанической коры в результате возвратных течений. Полученные возрасты эклогитов и гранатовых амфиболитов позволили выделить три дискретных события: 629±5, 585±4 и 524±4 млн лет **[5–7]**. Возраст 629±5 млн лет, по-видимому, отражает формирование эклогитов в зоне субдукции и их последующую эксгумацию. Возраст 585±4 млн лет, вероятно, отражает последнее столкновение крупного палеосимаунта с островной дугой, заклинивание и перескок зоны субдукции. Pb-Pb возраст карбонатной «шапки» Баратальского палеосимаунта, расположенного в западной части Курайской зоны, определенный как 570–598 млн лет **[8, 9]**, близок к этому возрасту. К этому времени сложилась наблюдаемая структура Курайской аккреционной зоны. Возраст 524±4 млн лет, скорее всего, отражает продолжающиеся аккреционно-коллизионные процессы в палеосубдукционной зоне Кузнецко-Алтайской островной дуги.

Второй комплекс был изучен в юго-западной части Курайской зоны, где породы изменяются от безгранатовых амфиболитов до гранат-пироксен-амфиболовых пород с плагиогранитной мигматизацией, двигаясь к контакту с Чаган-Узунским офиолитовым массивом. По аналогии с офиолитами Омана **[10]** гранат-пироксен-амфиболовые породы и безгранатовые амфиболиты можно отнести к «метаморфической подошве» чаган-узунских офиолитов, которая была сформирована в результате динамотермального воздействия ультрабазитов висячего крыла. В дальнейшем «подошва» аккретировала к нему и вместе с пластиной ультрабазитов была выведена на поверхность за счет возвратных потоков. По геохронологическим данным она была образована 598–610 млн лет назад **[5, 7]**.

U-Pb возрасты детритовых магматических цирконов (630–480 млн лет) указывают, что островодужная система была активной в неопротерозое – кембрии, что хорошо согласуется с вышеприведенными возрастами метабазитов **[11]**. В среднем кембрии – раннем ордовике вулканические процессы затухают, а желоб и преддуговой прогиб заполняются обломочным материалом, образованным при разрушении аккреционных призм и островной дуги.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН № 0330-2016-0014, проекта РФФИ (18-05-00833) и при поддержке Министерства образования РФ по договору № 14.Y26.31.0029 в рамках реализации постановления Правительства Российской Федерации № 220.

[1] *Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаторд 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.

[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., 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.

[5] *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.

[6] *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.

[7] *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.

[8] *Nohda S., Uchio Y., Kani Y., Isozaki Y., Maruyama S.* Pb–Pb geochronologic study on the carbonaceous rocks in the Kurai area, Altai, Russia: V-C boundary or Snowball Earth event? // AGU Fall Meeting Abstracts. 2003. V32C-1037.

[9] *Uchio Y., Isozaki Y., Ota T., Utsunomiya A., Buslov M.M., Maruyama S.* The oldest mid-oceanic carbonate buildup complex: Setting and lithofacies of the Vendian (Late Neoproterozoic) Baratal limestone in the Gorny Altai Mountains, Siberia // Proceedings of the Japan Academy. 2004. Series B 9. P. 422–428.

[10] *Soret M., Agard P., Dubacq B., Plunder A., Yamato P.* Petrological evidence for stepwise accretion of metamorphic soles during subduction infancy (Semail ophiolite, Oman and UAE) // Journal of Metamorphic Geology. 2017. V. 35. P. 1051–1080.

[11] *Chen M., Sun M., Buslov M.M., Cai K., Zhao G., Zheng J., 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. 2014. V. 233. P. 223–236.

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

2018. Выпуск 16. С. 154–156

ДЕВОН ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: НОВЫЕ ДАННЫЕ И СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ

А.В. Куриленко[1], Н.Г. Ядрищенская[1], О.Р. Минина[2]

[1] Чита, Акционерное общество «Сибирское ПГО», alena_kurilenko@mail.ru
[2] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, minina@ginst.ru

Отложения девона в Восточном Забайкалье развиты в пределах Монголо-Охотской складчатой области, включающей в границах рассматриваемого региона Хэнтей-Даурскую, Агинскую, Аргунскую и Верхнеамурскую структурно-формационные зоны (СФЗ). Состояние их изученности до 90-х годов XX столетия отражено в стратиграфических схемах, принятых МСК в 1991 г. **[7]**: рабочей схеме девонских отложений Южного Забайкалья (западная часть Монголо-Охотской складчатой системы) и унифицированной схеме девонских отложений Приамурья (Буреинский массив и центральная часть Монголо-Охотской складчатой системы). К настоящему времени авторами получены новые данные по биостратиграфии отложений девона всех зон на основании комплексного изучения разрезов, различных групп фауны и палинофлор.

Согласно схеме **[7]** в Аргунской СФЗ среди девонских отложений выделены: в восточной части – таловская (D_1tl), ильдиканская ($D_{1-2}il$), яковлевская (D_3jak) свиты в Газимуро-Заводском районе и даньковская ($D_{1-2}dn$), жиргодинская ($D_{2-3}zr$) – в Усть-Уровском. Девонские отложения западной части Аргунской зоны рассматриваются в составе макаровской свиты (Dmk). В Верхнеамурской СФЗ на рифей-нижнекембрийские образования наложен синклинорий, сложенный в том числе девонскими большеневерской (D_1bn), имачинской ($D_{1-2}im$), ольдойской ($D_{2-3}ol$) и тепловской (D_3tp) свитами. Основу современного биостратиграфического расчленения девонских отложений Аргунской и Верхнеамурской зон составляют результаты изучения брахиопод и криноидей. Для всех ярусов девона в схеме определены зоны и слои с брахиоподами и, после ее принятия, слои с криноидеями, которые детализируют принятую схему **[2, 9]**. Их последовательность четко диагностируется в разрезах. Биостратиграфическое расчленение девона Аргунской и Верхнеамурской СФЗ по криноидеям включает: слои со *Scyphocrinites mariannae,* соответствующие пржидольско-лохковскому пограничному интервалу; слои с *Costatocrinus bicostatus – Tastjicrinus paucicostatus*, отвечающие нижнелохковскому подъярусу; слои с *Amazaricrinus ildicanensis* – пражскому ярусу; слои с *Paradecacrinus orientalis* – эмсскому ярусу; слои с *Raricrinus minimus–Vasticrinus vastus* – эйфельскому ярусу; слои с *Ononicrinus gracilis* – живетскому ярусу; слои с *Hexacrinites? stukalinae* – нижнефранскому подъярусу; слои с *Platycrinites? subtuberosus* – верхнефаменскому подъярусу. В Объяснительной записке к схемам **[7]** отмечалось, что нижняя граница девона в пределах Монголо-Охотского складчатого пояса палеонтологически не обоснована. В настоящее время она получила палеонтологическую характеристику в связи с определением криноидей пелагического рода *Scyphocrinites*, широко распространенного в разнофациальных отложениях пржидоли и лохкова европейских разрезов, севера Африки и Азии **[4, 8]** и уточняющего нижнюю границу большеневерского горизонта, которая должна проводиться на уровне верхнего пржидоли.

Новые определения криноидей позволили уточнить возрастной диапазон многих местных стратиграфических подразделений и частных разрезов в Аргунской и Верхнеамурской зонах. Удалось доказать позднепржидольско-раннеэмсский возраст большеневерской свиты, позднепржидольско-раннелохковский возраст макаровской толщи, пражско-эйфельский возраст ильдиканской и живетско-фаменский возраст яковлевской свиты и др. Девонская схема для Аргунской СФЗ была унифицирована. Вместо локально распространенных в разных районах стратонов выделены хорошо литологически выдержанные и охарактеризованные одинаковой фауной согласно залегающие ильдиканская и яковлевская свиты **[3]**.

В схеме **[7]** для западной части Аргунской СФЗ принята верхнефаменско-нижневизейская аргалейская свита и граничащая с ней по тектоническому нарушению ирамская толща нижнего – среднего визе. Вопрос о их положении относительно друг друга вызывал многочисленные

споры с 20-х годов прошлого столетия. По результатам изучения криноидей получены данные, подтвержденные палинологическим анализом, указывающие на более древнее положение ирамской толщи относительно аргалейской свиты. Восстановление нормальной стратиграфической последовательности позволило сопоставить разрез ирамской толщи – аргалейской свиты с литологически сходными и синхронными отложениями, развитыми в восточной части Аргунской зоны, и рассматривать их в составе яковлевской ($D_{2-3}jak$) и газимурозаводской (C_1gz) свит **[3]**.

В пределах Агинской зоны девонские отложения распространены довольно широко. В стратиграфической схеме **[7]** здесь ранее выделялись чиндантская ($D_1čn$), устьборзинская ($D_{1-2}ub$), цаган-норская ($D_{2-3}cn$) свиты, составляющие мощную непрерывную серию. Свиты сравнительно однообразны по литологическому составу, были охарактеризованы единичными находками ископаемой фауны, слагают складчатые, осложненные многочисленными разрывными нарушениями, структуры. Возраст терригенной чиндантской свиты принимался раннедевонским на основании редких находок ругоз в небольшом тектоническом блоке в районе пос. Дурбочи, сложенном рифовыми, генетически отличными от основного разреза, отложениями, наиболее сходными с таковыми верхнеустьборзинской подсвиты. Раннесреднедевонский возраст устьборзинской свиты основывался на определении криноидей неудовлетворительной сохранности. Структурное положение цаган-норской свиты между устьборзинской и зун-шивеинской определяло ее возраст условно позднеживетско-среднефаменским, так как низы последней охарактеризованы находками брахиопод, широко распространенных в верхнем фране – фамене, и криноидей, появляющихся в верхнем фамене. В результате данных, полученных при ГДП-200, доказана тождественность отложений, относимых к чиндантской и устьборзинской свитам **[5, 10 и др.]**. В стратотипе чиндантской свиты выделен комплекс миоспор живетского яруса, в районе пос. Дурбочи определены миоспоры и ругозы *Xistriphyllum* ex gr. *spinulosum* (Soshkina), *Betanyphyllum* cf. *soetenicum* (Schluter), возраст которых живетский. Из стратотипа нижнеустьборзинской подсвиты выделены живетские споры, а из средней и верхней подсвит – микрофоссилии, свидетельствующие о живетско-раннефранском возрасте вмещающих отложений. Кроме того, в верхнеустьборзинской подсвите определены криноидеи *Vasticrinus* sp., водоросли *Rothpletzella devonica* (Maslov), фораминиферы Moravammina?, спикулы кремниевых губок tetractines, pentactines, радиолярии *Trilonche davidi* (Hinde), *T.* cf. *obtusa* Hinde, конодонты: *Icriodus* ex gr. *simetricus* Br. et. Mehl, *Mesotaxis* sp., *Panderodus* sp., *Polygnathus* sp., *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* sp., *Ancyrognathus* cf. *triangularis* Young **[1, 5]**, встречающиеся преимущественно в живетско-франских отложениях. На основании полученных данных возраст устьборзинской свиты определен в интервале живет – ранний фран, при этом возраст нижней подсвиты ограничивается только живетским временем. Литологическое сходство чиндантской свиты и нижне- и среднеустьборзинской подсвит, а также одновозрастность вмещаемых ими комплексов миоспор и фауны позволяют параллелизовать данные отложения. Палинокомплексы, одновозрастные устьборзинским, выделены в том числе и из стратотипа чиндантской свиты, в связи с чем она была упразднена.

Впервые получила палеонтологическое обоснование и залегающая выше цаган-норская свита. В ее нижней подсвите выделен палинокомплекс, в котором определены миоспоры биозоны *Cristatisporites deliquescens–Verrucosisporites evlanensis* евлановского и ливенского горизонтов Восточно-Европейской платформы (верхняя часть верхнего франа), коррелируемой с конодонтовой зоной *late Palmatolepis rhenana – P. linguliformis*. Палинокомплекс хорошо сопоставляется также со слоями *Cristatisporites deliquescens–Verrucosisporites evlanensis* Западного Забайкалья **[6, 10]**. В палинокомплексе верхнецаган-норской подсвиты доминируют миоспоры фаменского возраста. Присутствуют и среднефаменские миоспоры, типичные для зоны *Diducites versabilis – Grandispora famenensis* плавского горизонта Восточно-Европейской платформы **[10]**.

Согласно схеме **[7]** в Хэнтей-Даурской СФЗ в составе девона условно выделены агуцинская свита (D*ag*) – для центральной части и горячинская толща (Dgr) – для южной, охватывающие всю девонскую систему и не охарактеризованные органическими остатками. В процессе проведения ГДП-200 на левобережье р. Тура из ксенолитов верхней подтолщи среди гранитоидов даурского комплекса впервые выделен палинокомплекс, свидетельствующий в пользу ее позднедевонского возраста.

[1] *Аристов В.А., Голионко Б.Г., Лыхин Д.А., Некрасов Г.Е., Руженцев С.В.* Конодонтовая стратиграфия чиндантской, устьборзинской и уртуйской свит Агинской зоны Монголо-Охотского пояса (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 5. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 2. С. 46–48.

[2] *Куриленко А.В., Котляр Г.В., Кульков Н.П. и др.* Атлас фауны и флоры палеозоя – мезозоя Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2002. 714 с.
[3] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист M-50 – Борзя / Е.А. Шивохин, А.Ф. Озерский, Н.А. Артамонова и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 553 с.
[4] *Куриленко А.В., Бретштейн Ю.С., Бутин К.С.* Новые биостратиграфические и палеомагнитные данные по девону западной части Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 93–103.
[5] *Куриленко А.В., Раитина Н.И., Ядрищенская Н.Г.* Новые палеонтологические находки в устьборзинской свите (Восточное Забайкалье) // Геология и минерагения Забайкалья. Чита: Изд-во ЗабГГПУ, 2010. С. 87–96.
[6] *Минина О.Р., Неберикутина Л.Н.* Стратиграфия верхнего девона Саяно-Байкальской горной области // Вестник ВГУ, серия: Геология. 2012. № 1. С. 27–37.
[7] *Решения четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья*. Хабаровск: ХГГГП, 1994. 124 с.
[8] *Kurilenko A.V.* Crinoids of the Silurian-Devonian boundary beds of Transbaikal // Documents de L'Institut Scientifique. № 26. Morocco, Rabat, 2013. P. 75–76.
[9] *Kurilenko A.V., Kulkov N.P.* A proposed crinoid zonation of the Devonian deposits of eastern Transbaikal // Bulletin of Geosciences. 2008. V. 83. P. 461–472.
[10] *Kurilenko A.V., Minina O.R.* The Devonian of Transbaikal: biostratigraphy and correlation // Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments. 2017. V. 97. P. 469–479.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2018. Выпуск 16. С. 157–158

КОМАГМАТИЧНОСТЬ БАЗИТОВЫХ ДАЕК КРЕСТОВСКОЙ ЗОНЫ ВУЛКАНИЧЕСКИМ ПОРОДАМ ЦАГАН-ЗАБИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ТЕРМОМЕТРИИ

А.В. Лавренчук[1], Е.В. Скляров[2, 3], В.С. Федоровский[4], Д.П. Гладкочуб[2], Т.В. Донская[2], А.Б. Котов[5], А.М. Мазукабзов[2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alavr@uiggm.nsc.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru
[3] Владивосток, Дальневосточный федеральный университет
[4] Москва, Геологический институт РАН, west45@migmail.ru
[5] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, akotov@peterlink.ru

В пределах Крестовской зоны Ольхонского террейна отмечено большое количество даек базитового состава, прорывающих мраморы, амфиболиты и гнейсы ангинского комплекса **[3]** и габброиды бирхинского комплекса. Мощность даек не превышает 1 м, чаще составляет 10–30 см, преимущественное положение субвертикальное с различными азимутами простирания. Дайки сложены метадолеритами, во вкрапленниках присутствуют лейсты плагиоклаза и зерна клинопироксена, замещающегося зеленым амфиболом, в отдельных пробах отмечены реликты оливина, основная масса амфиболизирована, представлена плагиоклазом и зеленой роговой обманкой. По содержанию главных, редких и рассеянных элементов метадолериты близки метапорфиритам цаган-забинского и габброидам бирхинского комплекса. Близость химического состава пород позволяет предполагать комагматичность долеритов порфиритам цаган-забинского комплекса и рассматривать дайки в качестве их подводящих каналов.

Ранее было показано **[1, 2]**, что порфириты цаган-забинского комплекса комагматичны габброидам первой фазы бирхинского комплекса, что дало основание для объединения их в единую вулканоплутоническую ассоциацию. Однако базитовые дайки секут в том числе и габброиды второй фазы Бирхинского массива, что предполагает их позднее внедрение по отношению к вулканитам цаган-забинского комплекса. Для проверки комагматичности долеритов даек порфиритам цаган-забинского комплекса использован метод геохимической термометрии **[4]**. С учетом того, что валовый химический состав породы представляет собой композицию составов расплава и кристаллов, находящихся в термодинамическом равновесии, метод геохимической термометрии позволяет получить оценки состава расплава и кристаллических фаз, а также температуру системы на момент формирования геохимического облика породы. Модельные расчеты проведены в сухих условиях при давлении 3 кбар и активности кислорода QFM+0.75, использованных ранее **[2]** при моделировании фракционной кристаллизации магмы первой фазы Бирхинского массива.

Для геохимической термометрии использованы три пробы долеритов даек, секущих монцогаббро-нориты второй фазы Бирхинского массива. Долериты различаются как по минеральному, так и по химическому составу, что позволяет надежно получить точки пересечения траекторий равновесной кристаллизации расплавов в координатах состав – температура.

Траектории равновесной кристаллизации расплавов трех составов пересекаются при температуре 1128 °С. Степень кристалличности систем при этой температуре составляет 47–52 об.%, основными кристаллическими фазами являются оливин (4–6 %), плагиоклаз (31–42 %) и клинопироксен (0–14 %), содержание магнетита 2.0–2.5 %, что соответствует соотношениям минералов парагенезиса вкрапленников, наблюдаемым в шлифах. Таким образом, можно принять, что температура магмы на момент внедрения даек была близка к 1128 °С, магма содержала вкрапленники оливина, плагиоклаза, клинопироксена и магнетита. Ранее было показано **[1, 2]**, что порфириты цаган-забинского комплекса комагматичны габброидам первой фазы бирхинского комплекса, и получена оценка эволюции состава расплава при консолидации первой фазы Бирхинского массива. Тогда для проверки комагматичности долеритов даек вулканитам

цаган-забинского комплекса достаточно показать, что долериты даек комагматичны первой фазе бирхинского комплекса, т.е. составы расплавов даек на момент внедрения близки составу расплава магматической камеры первой фазы Бирхинского массива при той же температуре. Однако состав магмы на момент внедрения базитовых даек заметно отличается от состава расплава в магматической камере при температуре 1128 °С, что является аргументом против комагматичности долеритов и габброидов первой фазы бирхинского комплекса и, соответственно, вулканитов цаган-забинского комплекса.

Результаты геохимической термометрии позволили получить оценки содержаний редкоземельных элементов в расплавах. Модельные расчеты показали, что содержания легких лантаноидов в расплаве даек на момент внедрения вдвое превышают их содержание в расплаве магматической камеры при температуре 1128 °С, что также является аргументом против комагматичности долеритов и габброидов первой фазы бирхинского комплекса.

Результаты модельных расчетов свидетельствуют о том, что породы дайкового комплекса, секущего габброиды Бирхинского массива, не комагматичны первой фазе бирхинского комплекса и, соответственно, не являются подводящими каналами порфиритов цаган-забинского комплекса. Рассматриваемый дайковый комплекс представляет самостоятельный магматический импульс, завершающий бирхинский этап базитового магматизма Крестовской зоны Ольхонского террейна.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 14-05-00231 и 16-05-00202).

[1] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Лепехина Е.Н.* Фрагмент раннепалеозойской (~500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН. 2014. Т. 457. № 4. С. 429–433.

[2] *Лавренчук А.В., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В.* Бирхинская вулкано-плутоническая ассоциация (Ольхонский район, Западное Прибайкалье) – петрологические критерии комагматичности // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал: Материалы V Международной конференции. Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2017. С. 175–177.

[3] *Скляров Е.В.* (отв. ред.), *Федоровский В.С.* (отв. ред.), *Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е., Агатова А.Р., Котов А.Б.* Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона (Байкал). Зона Крестовский – Широкая. Ольхонский геодинамический полигон. М.: Группа компаний A1 TIS, 2012.

[4] *Френкель М.Я., Арискин А.А., Бармина Г.С., Корина М.И., Коптев-Дворников Е.В.* Геохимическая термометрия магматических пород – принципы метода и примеры применения // Геохимия. 1987. № 11. С. 1546–1562.

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

2018. Выпуск 16. С. 159–162

БАЗАЛЬНЫЕ ГОРИЗОНТЫ КЕБЕКТИНСКОЙ СЕРИИ УГУЙСКОГО ГРАБЕНА: ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ВОЗРАСТА

И.В. Латышева[1, 2], А.В. Шацилло[3], Д.В. Рудько[3], И.В. Федюкин[3]

[1] Москва, Геологический институт РАН, irkalatysheva@gmail.com
[2] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет
[3] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

На западном склоне Алданского щита, в междуречье рек Чара и Олекма, в грабенообразных прогибах кристаллического фундамента Сибирской платформы залегают неметаморфизованные отложения кебектинской серии. Положение ее в разрезе докембрия остается невыясненным на протяжении уже более полувека. Кебектинская свита была выделена Л.М. Реутовым и В.В. Ляхницким **[6]** в составе угуйской серии и считалась возрастным аналогом верхней части удоканской серии (сакуканская свита). При составлении геологической карты новой серии м-ба 1:1000000 **[2]** кебектинская свита была переведена в ранг серии, а ее возраст «по коррелятивным признакам» оценивался как нижнепротерозойский.

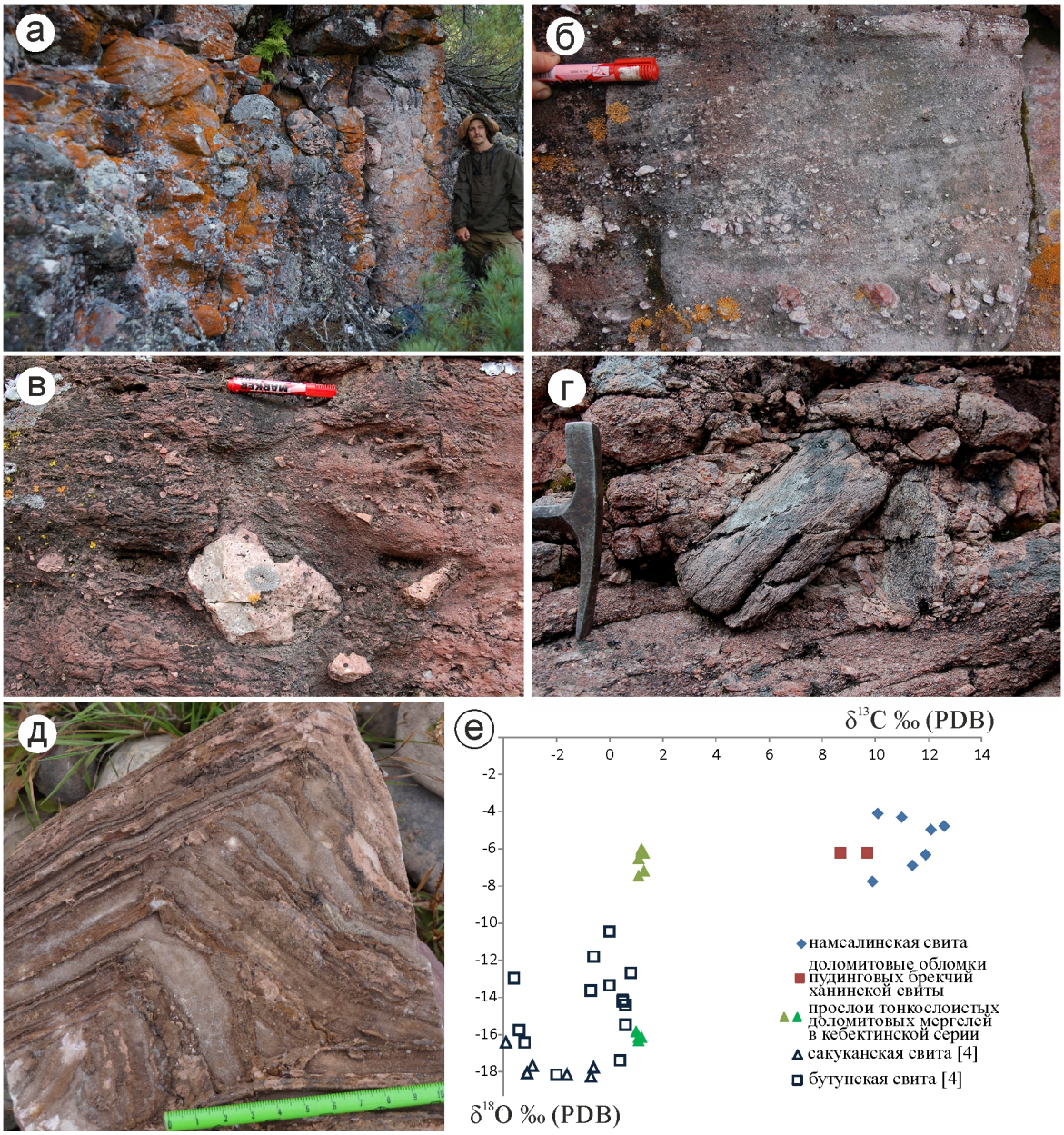
Породы кебектинской серии с резким структурным несогласием ложатся на породы архейско-нижнепротерозойского кристаллического фундамента Сибирской платформы, а также на образования чоруодинской, намсалинской и ханинской свит угуйской (субганской) серии нижнего протерозоя **[3],** сопоставляемой с чинейской подсерией удоканской серии хребта Удокан **[6]**. В пределах Угуйского грабена отложения, перекрывающие породы кебектинской серии, неизвестны.

Породы кебектинской серии были изучены нами в северной и восточной части Угуйского грабена. Кебектинская серия в нижней части сложена преимущественно грубообломочными породами и обладает резкой фациальной изменчивостью, а верхняя ее часть представлена однородной толщей косослоистых аркозовых песчаников с редкими прослоями алевролитов (не менее 200 м).

Среди грубообломочных пород базальных горизонтов отмечаются разногалечные и валунные конгломераты (рисунок, *а*), брекчии (рисунок, *б*) и диамиктиты (рисунок, *в*) – плохо сортированные породы, содержащие крупные обломки, рассеянные в существенно более мелкозернистом матриксе **[8]**.

В породах, слагающих базальные горизонты кебектинской серии, присутствуют некоторые структурно-текстурные признаки, характерные для пород, образование которых связано с ледником: 1) фенокластовая структура, наблюдаемая в некоторых пачках, – присутствие материала различной размерности, комбинация более тонкого песчано-алевритового матрикса и рассеянных в нем крупных угловатых обломков (рисунок, *в*); 2) в целом плохая сортировка отложений, присутствие в них крупных валунов и глыб (рисунок, *а*); 3) полимиктовый состав грубой кластики; 4) разная окатанность камней, преобладание низкой и средней степени окатанности (1–2 балла по шкале окатанности обломков Рухина **[7]**); 5) присутствие в породах прослоев или гнезд камней, а также редких дропстоунов, нарушающих слоистость (рисунок, *г*); 6) наличие «предкебектинского» рельефа – в северной части грабена отмечены выступы фундамента среди поля распространения пород кебектинской серии.

Большая часть изученных пород обладает слоистой или неясно-слоистой текстурой, массивные породы встречаются редко. Хорошо развитая горизонтальная слоистость, наблюдаемая в ряде случаев в грубозернистых породах (песчаниках, гравелитах, галечниках), и четко выраженная горизонтальная ориентировка длинных осей уплощенных галек свидетельствуют о высокой энергии среды осадконакопления – большой мощности потока и высокой скорости течения. Это может быть показателем условий, близких, например, к высоким паводкам **[5]**. Некоторые пачки интерпретируются как отложения небольших дельт или конусов выноса. Они обладают грубой косой и линзовидной слоистостью, состоят преимущественно из материала гравийной размерности, резко выклиниваются.



Типы пород, слагающих базальные горизонты кебектинской серии (*а–д*): *а* – конгломераты валунные; *б* – брекчии слоистые; *в* – диамиктиты слоистые; *г* – дропстоун; *д* – доломитовые мергели со складкой «teepee». Изотопный состав С и О карбонатов, пояснения в тексте (*е*).

С грубообломочными породами кебектинской серии ассоциируют маломощные горизонты доломитовых мергелей (менее 1 м). Мергели тонкослоистые, местами окремнелые, присутствуют как в северной, так и в восточной части грабена, приурочены к нижней части кебектинской серии. Ламинарные пестрые мергели, располагающиеся над прослоями диамиктитов по ряду специфических текстур (teepee) схожи с прослоями «венчающих карбонатов» (ВК) (рисунок, *д*).

В лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН Б.Г. Покровским определен изотопный состав С и О доломитовых мергелей. Полученные значения $\delta^{13}C$ устойчивые и составляют от +1.0 до +1.3 ‰ (рисунок, *е*). Такие величины $\delta^{13}C$ не свойственны большинству ВК, характеризующихся умеренно отрицательными значениями (от –2 до –4 ‰), однако фиксируются в некоторых неопротерозойских постгляциальных последовательностях (например, в ВК свиты Айн Омана). Обращает внимание резкое различие изотопного состава О для мергелей подстилающих и перекрывающих диамиктиты ($\delta^{18}O$ –7 и –16 ‰, соответственно – рисунок, *е*), что может быть интерпретировано как результат потепления климата и (или) опреснения бассейна седиментации в связи с дегляциацией.

В восточной части грабена (левый борт долины р. Чоруода, напротив устья р. Чародокан) в составе кебектинской серии грубообломочные прослои не отмечаются и вся толща представлена песчаниками. Здесь кебектинская серия (согласно ГГК-200) подстилается вишневыми песчаниками ханинской свиты. Последняя выделяется только в восточной части грабена, залегает, по нашим наблюдениям, с размывом на доломитах намсалинской свиты, и по составу не имеет ничего общего с ханинской свитой стратотипической местности (Ханинский грабен), где большая ее часть представлена углистыми сланцами **[1]**. Вишневые песчаники ханинской свиты изученного участка содержат прослои пудинговых брекчий и постепенно переходят к более светлым песчаникам кебектинской серии, в основании которых выявлен прослой ламинарных мергелей, аналогичных таковым в разрезах северной части грабена. Мы предполагаем, что песчаники ханинской свиты переходят по латерали в красноцветные грубообломочные базальные горизонты кебектинской серии, распространенные в северной части грабена.

В горизонте пудинговых брекчий ханинской свиты присутствуют обломки светлых и окремнелых доломитов. По изотопному составу С и О обломки доломитов соответствуют доломитам подстилающей намсалинской свиты (рисунок, *е*), изученным нами на данном участке, и, очевидно, являются продуктами размыва и переотложения этих пород. Фиксирующиеся в намсалинской свите изотопные метки ($\delta^{13}C$ от +8.7 до +12.6 ‰) не характерны для карбонатной составляющей пород Удокана (бутунская и сакуканская свиты) **[4]**, что ставит под сомнение справедливость корреляции намсалинской свиты с этими палеопротерозойскими толщами.

Высокие значения $\delta^{13}C$, близкие к намсалинской свите, были получены **[9]** по неопротерозойским карбонатным породам, подстилающим группу Рэпитен (Канада), в значительной части сложенную гляциальными отложениями. В частности, в карбонатных породах формации Копер Кэп группы Коатес Лейк (734–723 млн лет) значения $\delta^{13}C$ образуют тренд от отрицательных значений до высоких положительных (от –8 до +8 ‰ в верхней части) **[9]**. С другой стороны, в толще доломитов Маунт Профейт **[10]** мощностью ~200 м, перекрывающих группу Рэпитен, значения $\delta^{13}C$ слабо меняются от 0 до +3 ‰, что вполне сопоставимо с изотопным составом С карбонатных прослоев кебектинской серии.

Проведенные исследования позволяют заключить:

1) структурно-текстурные особенности пород кебектинской серии свидетельствуют о том, что образование ее базальных уровней могло быть связано с деятельностью ледника и переотложением морен;

2) значительные мощности грубообломочных толщ в основании кебектинской серии могут быть результатом действия «контрастной» блоковой тектоники – воздымания отдельных областей, с которых шел снос материала, накапливавшегося в пределах расположенных рядом впадин;

3) закарстованность карбонатных пород намсалинской свиты и присутствие их обломков в верхах ханинской свиты (соответствующей, по нашему мнению, нижней части кебектинской серии) являются следствием резко расчлененного рельефа, что подчеркивает рифтогенную природу Угуйского грабена;

4) подстилающие кебектинскую серию породы намсалинской свиты по своим изотопным характеристикам не могут быть соотнесены с раннепротерозойскими породами удоканской серии. Близкие изотопные значения $\delta^{13}C$, зафиксированные в карбонатных толщах, подстилающих группу Рэпитен и кебектинскую серию, допускают их корреляцию, т.е. позволяют сопоставить гляциальные отложения кебектинской серии с глобальным оледенением Рэпитен (717–<662 млн лет). Современные модели суперконтинента Родиния предполагают пространственное совмещение южной окраины Сибири и арктических территорий Северной Америки. В свете этого есть основания рассматривать упомянутые канадские разрезы неопротерозоя и разрезы Угуйского грабена как близкие по возрасту и геодинамической природе толщи, сформировавшиеся в схожих климатических условиях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00021).

[1] *Березкин В.И., Тимофеев В.Ф., Смелов А.П., Постников А.А., Тимошина И.Д., Зедгенизов А.Н., Попов Н.В.* Геология и петрология палеопротерозойской Нижнеханинской грабен-синклинали (Алдано-Становой щит): к проблеме поисков следов древнейшей жизни на Земле // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 62–72.

[2] *Геологическая карта Российской Федерации* (новая серия). Масштаб 1:1000000 О-50(51) / Ред. Е.П. Миронюк. 1999.

[3] *Геологическая карта СССР.* Масштаб: 1:200000 О-50-24, первое издание. Составил А.В. Ляхницкий / Ред. Л.М. Реутов. 1974.

[4] *Покровский Б.Г., Григорьев В.С.* Новые данные о возрасте и геохимии изотопов Удоканской серии, нижний протерозой Восточной Сибири // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 3. С. 273–283.
[5] *Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М.: Недра, 1981. 439 с.
[6] *Реутов Л.М., Ляхницкий В.В.* Нижнепротерозойские образования Олекмо-Токкинского водораздела // Геология докембрия Алданского щита. Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 18. Якутск, 1968. С. 93–104.
[7] *Рухин Л.Б.* Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 557 с.
[8] *Чумаков Н.М.* Изучение древних ледниковых отложений. М., 1990. 93 с.
[9] *Halverson G.P., Dudas F.O., Maloof A.C., Bowring S.A.* Evolution of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ composition of Neoproterozoic seawater // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. V. 256. P. 103–129.
[10] *Macdonald F.A., Schmitz M.D., Strauss J.V., Halverson G.P., Gibson T.M., Eyster A., Cox G., Mamrol P., Crowley J.L.* Cryogenian of Yukon // Precambrian Research. 2017 (in press). doi:10.1016/j.precamres.2017.08.015.

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

2018. Выпуск 16. С. 163–165

КАРЕЛЬСКИЙ МАССИВ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ): ВАРИАНТ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

М.Г. Леонов

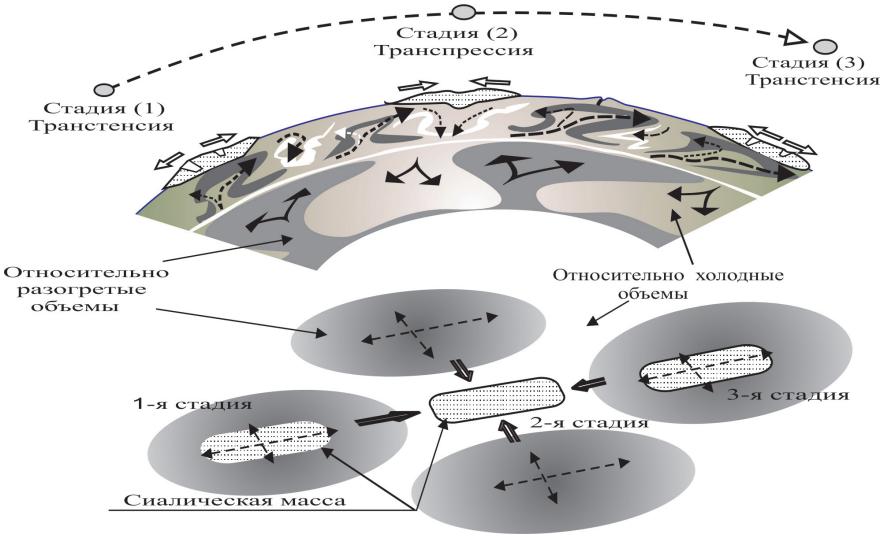
Москва, Геологический институт РАН, mgleonov@yandex.ru

Представления о тектоническом течении горных масс на разных глубинных уровнях литосферы в настоящее время практически общеприняты геологами и геофизиками. Кора и литосфера Земли – это подвижные субстанции, и значительная роль в формировании их структуры принадлежит объемному 3D тектоническому течению, а наиболее заметные структурно-вещественные преобразования пород связаны с поверхностями раздела оболочек тектоносферы.

Основной объем сиалических литосферных масс сформирован в раннем докембрии. Первично они располагались вдоль приэкваториального горячего пояса Земли (работы А.С. Балуева, М.З. Глуховского, В.М. Моралева). В последующем литосферные массы (в том числе и составившие Восточно-Европейскую платформу (ВЕП)), испытывая вращение и смену этапов растяжения и сжатия, перемещались в пространстве по сложной траектории, пока не заняли своего современного положения. Дрейф сиалических масс сопровождался комплексом преобразований: структурных, метаморфических, магматических и пр. (работы А.С. Балуева, В.М. Моралева). Движение осуществлялось в виде гигантских плито-потоков, которые в современной коре континентов образуют горизонтальные протрузии со структурой «матрешки» (telescope structure) (работы С.Ю. Колодяжного, М.Г. Леонова)]. Применительно к ВЕП эти представления отражены в многочисленных публикациях (**[1–4]** и ссылки в этих работах) и подтверждены современными данными магнитотеллурического зондирования **[6]**.

Иллюстрацией процесса может служить Карельский массив (КМ), являющийся одним из основных тектонических элементов Балтийского щита (БЩ), палеотектоническая эволюция которого, согласно одной из модельных интерпретаций **[1–3]**, выглядит следующим образом.

Ранний архей (*более 3200 млн лет назад*). Крупноячеистая конвекция тонкой мобильной литосферы, первичная дифференциация базальтовой коры, выплавление тоналит-трондьемитовых серий, формирование более или менее «изометричных» в плане объемов первичной сиалической коры; тектонические условия, скорее всего, определяются скучиванием и всесторонним сжатием; сдвиговая компонента, вероятно, отсутствует; в конце этапа начинает формироваться осадочный чехол. *Поздний архей* (*3200–2500 млн лет*). Смена крупноячеистой конвекции на мелкоячеистую **[5]**, начало латеральной миграции сиалических масс, формирование зеленокаменных трогов в условиях транстенсии, пластичный спрединг, проявление вначале кислого, а затем основного вулканизма, формирование сопровождающих вулканизм вулканогенно-осадочных серий. *Рубеж «архей/ранний протерозой»* (*2500 млн лет*). Продолжение латеральной миграции масс, смена режима транстенсии на режим транспрессии, купольный тектогенез, динамо-термальный и стресс-метаморфизм умеренных и низких фациальных серий; в конце периода – слипание (agglutination) разобщенных ранее объемов сиалического слоя, образование единой Карельской массы, объединение Карельского и Кольского геоблоков. *Раннепротерозойский этап* (*2500–1650 млн лет*). Состоит из нескольких относительно длительных эпох транстенсии, прерываемых кратковременными периодами транспрессии. Режим мобильной протоплатформы: осадочные бассейны типа пулл-апарт, незначительная мощность осадков, высокая степень раздробленности и проницаемости, платобазальты траппового типа. Вертикальная аккреция сиалического слоя, которая реализуется за счет структурно-вещественной переработки пород и гранитизации. Объемное сдвиговое течение. *Конец раннего протерозоя*. Оформление консолидированной коры КМ, его воссоединение с другими сегментами консолидированной коры ВЕП, образование новой системы «подкратонной» конвекции. Формирование главных структурных элементов КМ, отражающих объемное течение горных масс. Эксгумация пород средней коры и формирование Беломорского плито-потока, внедряющегося между Карельской и Кольской геомассами и фиксируемого Колвицко-Умбинской протрузией и глубин-



Гипотетическая схема чередования эпох транспрессии и транстенсии в теле сиалических масс при их латеральной миграции.

ными горизонтальными потоками в пределах Кольско-Мезенской провинции. *Рифейский этап* (*1650–650 млн лет*). Квазираспад тела ВЕП в условиях транстенсии, возникновение рифтов и авлакогенов, в том числе и в теле БЩ, ультраосновной щелочной и гранитоидный (рапакиви) магматизм. Расположение авлакогенов и наличие сдвигово-раздвиговой кинематики указывают на центробежное движение блоков консолидированной коры и начало этапа дезинтеграции платформы с оттоком вещества из-под авлакогенов и синеклиз в области антеклиз и щитов, что подтверждается также данными по Украинскому щиту. *Фанерозойский этап* мы не рассматриваем из-за отсутствия корректного материала, но можно полагать, что фанерозой характеризовался чередованием режимов транспрессии и транстенсии (работы С.Ю. Колодяжного). *Неотектонический этап*. Возобновление режима транспрессии, о чем свидетельствуют: тип напряженного состояния горных пород; наличие взбросо-надвиговых, сдвиговых и пликативных дислокаций; структурно-геоморфологические формы, отражающие деформации объемного течения в пределах Карельского массива и других участков ВЕП. Сопряженность транспрессии в области КМ и БЩ в целом с режимами растяжения и опускания в прилегающих циркумбалтийских рифтогенных грабенах, наряду с геологическими, структурно-морфологическими и геодезическими данными указывает на то, что подъем территории Балтийского щита связан не только с гляциоизостатическим поднятием, но, главным образом, обусловлен тектоническими причинами: встречным движением глубинных масс из областей впадин (как океанических, так и интракратонных) в область щитового поднятия и нагнетанием их в область щита (работы Д.С. Зыкова, Н.-А. Мёрнера).

В целом структурный план КМ являет собой парагенез осепродольного горизонтально- и вертикально-плоскостного диссипативного сдвигового течения со сдвигово-надвиговой кинематикой, сформированный в период от позднего архея до конца протерозоя и активизированный в новейшее время. Латеральное перемещение КМ происходит в условиях чередования эпох *транспрессии* и *транстенсии*, а этапы преобразования структуры коры коррелируются с этапами проявления магматизма и метаморфизма.

Режим перемежающихся во времени эпох транспрессии и транстенсии свойствен и другим сегментам ВЕП и платформе в целом (работы Н.В. Аксаментовой, А.С. Балуева, В.Н. Вадковского, С.Ю. Колодяжного, В.М. Моралева, Ю.А. Морозова, Ю.Е. Мусатова, Е.И. Паталахи и др.). Механизм явления не очевиден, но модельный вариант решения вопроса может быть предложен (рисунок). Суть модели: асимметричность и незамкнутость конвективных ячей и наличие продольной (по длинной оси ячеи) ветви течения материала, двухъярусная конвекция (адвекция) с крупными ячеями в верхней мантии и относительно мелкими в пределах астеносферы–литосферы. Квазипластичные литосферные массы при латеральном перемещении попадают то в условия транстенсии, которая сопровождается формированием впадин типа пулл-апарт, основным вулканизмом, низкофациальным метаморфизмом, андерплейтингом, то в условия транспрессии, сопряженной с интенсивными структурно-вещественными преобразова-

ниями горных масс, гранитизацией и вертикальным аккретированием корового слоя. Модель находит подтверждение на примерах Украинского щита, пояса Лимпопо и согласуется с расчетными моделями и данными геофизики (работы М.А Гончарова, П.В.Иванкина, В.П. Трубицина, А.В. Чекунова и др.).

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН № 19 (проект № 0135-2018-0040) и РФФИ (проект № 18-05-00733 А).

[1] *Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли* / Ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2013. 318 с.
[2] *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.
[3] *Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Сомин М.Л.* Очерки постархейской геодинамики Карельского массива. М.: ГЕОС, 2001. 120 с.
[4] *Мусатов Ю.Е.* Современная геодинамика Балтийского щита // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные вопросы: Материалы XXXI тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 53–56.
[5] *Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
[6] *Ivanov P.V., Astapenko V.N., Goev A.G., Leonov M.G., Pushkarev P.Yu., Varentsov Iv.M.* The deep structure of the triple junction of the East European platform's segments based on magnetotelluric and seismological data // 24th EM Induction Workshop. Abstracts volume. Denmark, Helsingør, 2018. 4 p.

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

2018. Выпуск 16. С. 166–168

ГРАНИТНЫЕ ПРОТРУЗИИ КАК ЭЛЕМЕНТ МОРФОСТРУКТУРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И ТИП ЛОВУШЕК НЕФТИ В ФУНДАМЕНТЕ КЫУЛОНГСКОГО БАССЕЙНА (ЗОНДСКИЙ ШЕЛЬФ ВЬЕТНАМА)

М.Г. Леонов[1], В.Ю. Керимов[2]

[1] Москва, Геологический институт РАН, mgleonov@yandex.ru
[2] Москва, Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, vagif.kerimov@mail.ru

Понимание закономерностей структурной эволюции осадочных бассейнов (ОБ) представляет интерес как с позиций фундаментальной и региональной геологии, так и с практической точки зрения, поскольку отложения ОБ содержат разнообразные полезные ископаемые, в том числе залежи углеводородов. Основу доклада составляют положения, обоснование которых приведено ранее (**[3]** и ссылки в этой работе), а также данные по геологии месторождения Белый Тигр (Вьетнам) **[1–4]**.

Характерной чертой эволюции ОБ является их морфоструктурная дифференциация с возникновением системы положительных (вздутия, складки, горсты) и отрицательных (прогибы и впадины) форм. Имеющиеся данные позволяют рассматривать процесс внутрибассейновой морфоструктурной дифференциации в качестве фундаментальной особенности эволюции верхнекоровых ОБ. Вначале ОБ развиваются как единые седиментационные ванны, но в некоторый момент эволюции во многих ОБ происходит морфоструктурная дифференциация и расчленение бассейна на систему относительных поднятий и прогибов. Дифференциация начинается при определенной величине прогибания поверхности фундамента ОБ, и, соответственно, при формировании осадочного слоя определенной мощности. Согласно **[5]**, возникновение положительных и отрицательных структур зависит от исходного напряженно-деформированного состояния среды, существовавшего до начала сдвига в основании ОБ. Когда начальные горизонтальные напряжения меньше вертикальных, активно формируются отрицательные структуры (положительные формы вторичны). Если величина касательных напряжений превышает величину радиальных, то активно формируются положительные структуры, а вторичные формы отрицательны. В пределах положительных морфоструктур зачастую расположены залежи УВ, причем многие из них в пределах кристаллических пород фундамента.

Залежи УВ, расположенные в кристаллическом фундаменте, чаще всего приурочены к гранитным массивам, претерпевшим структурную переработку (дезинтеграцию, катаклаз, перекристаллизацию) **[3]** и образующим «тела протыкания» (кристаллические протрузии) **[3]**. Дезинтеграция гранитов имеет объемный характер и обусловлена комплексом физико-механических факторов. Переход пород в дискретное состояние, согласно данным механики гранулированных сред **[6]**, приводит к понижению их эффективной вязкости (увеличению текучести) и вызывает эффект дилатансии, что стимулирует 3D подвижность горных масс и приводит в действие механизм вязкостной инверсии. Происходит пространственное перераспределение горных масс и, в частности, их выжимание в направлении меньшего литостатического давления, т.е. к дневной поверхности. В процессе дезинтеграции граниты увеличивают поровую проницаемость пород и формирование вторичной пустотности.

Сравнительный анализ гранитных массивов, содержащих УВ, и массивов, эксгумированных на дневную поверхность, позволил предложить структурно-тектоническую модель формирования интрагранитных залежей УВ **[3]**, суть которой состоит в следующем: морфоструктурная дифференциация ОБ → образование положительных морфоструктур фундамента (куполов и протрузий) с кристаллическим ядром → возрастание пористости и проницаемости горных пород → «переток» УВ из осадочных толщ (или приток из глубинных горизонтов) в разуплотненные породы протрузивных тел → формирование скоплений УВ. Для проявления такого механизма образования УВ-залежей особенно благоприятны структуры типа гранитных протрузий.

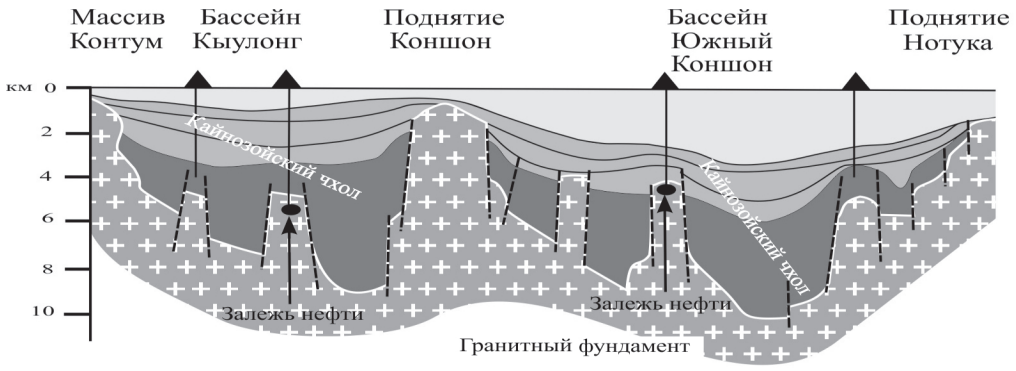


Рис. 1. Геолого-геоморфологический профиль Зондского шельфа (по [1]).

Одним из примеров структурной эволюции ОБ и формирования в их фундаменте залежей УВ является бассейн Кыулонг, заложение которого произошло на сформированной к концу мела консолидированной коре Зондского шельфа Южно-Китайского моря (рис. 1) **[1, 2, 4]**. Наиболее активный период тектогенеза и формирования инфраструктуры бассейна соответствует позднему олигоцену, когда произошло расчленение Меконгского бассейна на серию впадин, заполняемых континентальными отложениями, и конседиментационных поднятий, сложенных гранитами фундамента. В миоцене–квартере интенсивность тектонических движений снижается, рельеф морского дна выравнивается. Воздымание гранитных массивов шло с раннего олигоцена до миоцена. Затем наступила непродолжительная пауза. В середине миоцена произошло оживление тектонических движений, приведшее к нарушению изостатического равновесия на границе фундамент-чехол, в результате чего произошла морфоструктурная дифференциация фундамента и тектоническое внедрение гранитов в обрамляющие и перекрывающие их отложения кайнозоя с формированием кристаллических протрузий. Граниты в пределах протрузий подвержены интенсивной структурной переработке, связанной с действием прото-

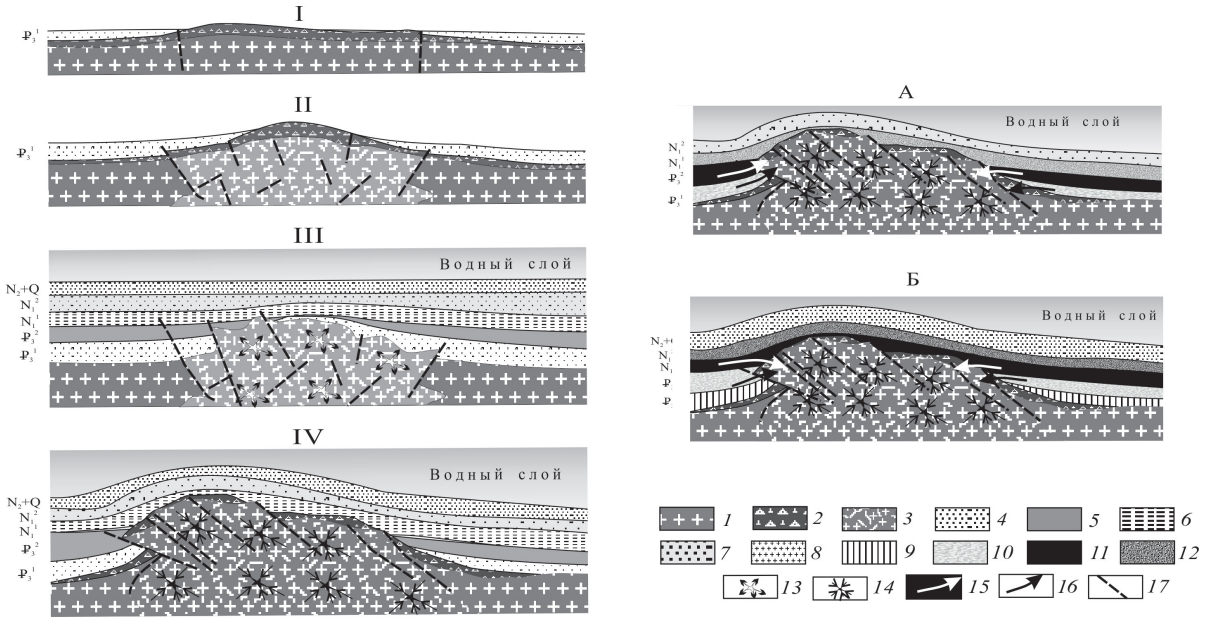


Рис. 2. Формирование гранитных протрузий и залежей УВ в фундаменте Кыулонгского бассейна [2, 4]. Профили I–IV – этапы становления протрузий: I – к началу раннего олигоцена; II – к концу раннего олигоцена; III – к концу неогена; IV – настоящее время. Профили А–Б – этапы генерации УВ в отложениях чехла и формирование скоплений УВ в теле протрузии: А – к концу миоцена, Б – настоящее время. *1* – фундамент; *2* – дезинтегрированные граниты; *3* – зона выветривания; *4–8* – отложения чехла; *9* – зона перезрелого ОВ; *10* – зона газообразования; *11* – зона нефтеобразования; *12* – зона незрелого ОВ; *13* – зоны возникновения пустотного пространства; *14* – области скопления УВ; *15–16* – направление движения УВ: *15* – газовой фазы, *16* – жидкой фазы; *17* – разрывы.

тектонических (автометасоматоз, гидротермально-пневматолитовые процессы, контракционная усадка, тектоно-кессонный эффект) факторов, но главным образом с действием фактора тектонического.

Нефть, залегающая в гранитном фундаменте месторождения Белый Тигр, идентична нефти в осадочных толщах олигоцен–миоценового чехольного комплекса, а те, в свою очередь, комплементарны органическому веществу, содержащемуся в осадочных отложениях, из чего следует, что скопления УВ в фундаменте Кыулонгского бассейна находятся во вторичном залегании и что их источником служит органическое вещество продуктивных осадочных комплексов олигоцена **[2]**. Результаты проведенных исследований позволили реконструировать механизм формирования залежей нефти в гранитных массивах фундамента Кыулонгского бассейна (рис. 2).

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проект № 16-05-0035), Минобрнауки РФ (задание № 5.2907.2017/4.6), Программы Президиума РАН (проект № 0135-2018-0046).

[1] *Арешев Е.Г.* Нефтегазоносные бассейны Тихоокеанского подвижного пояса. М.: АВАНТИ, 2004. 287 с.

[2] *Керимов В.Ю., Осипов А.В., Мустаев Р.Н., Ву Нам Хай.* Происхождение углеводородов в гранитных массивах докайнозойского фундамента Кыулонгского бассейна (Вьетнам) // Геомодель-2018: Тезисы докладов. Геленджик: EAGE, 2018 (в печати).

[3] *Леонов М.Г., Пржиялговский* Е.С.*, Лаврушина Е.В.* Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал. М.: ГЕОС, 2018. 332 с.

[4] *Леонов М.Г., Керимов В.Ю., Осипов А.В., Мустаев Р.Н., Ву Нам Хай.* Условия формирования залежей углеводородов в гранитных массивах докайнозойского фундамента Кыулонгского бассейна (Вьетнам) // Геомодель-2018: Тезисы докладов. Геленджик: EAGE, 2018 (в печати).

[5] *Stefanov Yu.P., Bakeev R.A.* Formation of flower structures in a geological layer at a strike-slip displacement in the basement // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2015. V. 51. P. 535–547.

[6] *Cambell C.S.* Rapid granular flow // Annual Review of Fluid Mechanics. 1990. V. 22. P. 57–92.

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

2018. Выпуск 16. С. 169–171

РАННЕДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ В ОКРЕСТНОСТЯХ Г. КРАСНОЯРСКА (КАРЫМОВСКАЯ СВИТА)

Б.М. Лобастов, О.Ю. Перфилова, М.Л. Махлаев

Красноярск, Сибирский федеральный университет, lbm02@yandex.ru, perfil57@mail.ru, mmlvov@mail.ru

В ближайших окрестностях г. Красноярска хорошо известны палеозойские (позднеордовикско-раннесилурийские и раннедевонские) палеовулканические постройки. Но, несмотря на длительную историю исследований этих палеовулканов, остается ряд дискуссионных вопросов, касающихся возраста, закономерностей пространственного размещения центров извержений и геодинамических обстановок формирования вулканогенных пород **[1–6]**. Вулканогенные породы раннедевонского возраста в современных легендах для госгеолкарт нового поколения включены в состав карымовской свиты и черносопкинского субвулканического комплекса. Породы покровной фации (верхнекарымовская подсвита) представлены разнообразными по структурам и текстурам трахибазальтами, умеренно-щелочными базальтами, трахиандезитами, фонолитами, щелочными трахитами Они слагают лавовые потоки, иногда чередующиеся с пластами и линзами туфов. Породы жерловой и субвулканической фации представлены эссекситами, тешенитами и тингуаитами, слагающими некк в районе горы Черная Сопка, небольшой массив к северу от нее, а также многочисленными дайками умеренно-щелочных габброидов, прорывающих породы карымовской свиты (часть из них, вероятно, является подводящими каналами потоков базальтоидов верхнекарымовской подсвиты) **[1–6]**.

Наиболее детально изучены субвулканические образования, слагающие частично разрушенный отпрепарированный в рельефе некк горы Черная Сопка диаметром 1.5 км, центральная часть которого сложена тешенитами и эссекситами, а периферия – тингуаитами **[1, 4–6]**. По результатам Ar^{40}/Ar^{39} изотопного изучения породы массива горы Черная Сопка имеют возраст 402–405 млн лет, что соответствует пражскому веку раннего девона **[4, 6]**, хотя ряд исследователей (А.П. Косоруков, А.Э. Динер, Е.И. Берзон) продолжают отстаивать точку зрения о более молодом пермотриасовом возрасте этого комплекса **[4].** И.В. Лучицкий также считал возможным параллелизовать по возрасту породы черносопкинского комплекса с позднепалеозойско-мезозойскими траппами Сибирской платформы. Установлено, что вулканогенные породы карымовской свиты комагматичны черносопкинским щелочным габброидам **[3, 4, 6]**. К сожалению, эффузивные и пирокластические породы карымовской свиты изучены значительно слабее по сравнению с субвулканическими и жерловыми образованиями массива горы Черная Сопка.

Карымовская свита начинает разрез девонских отложений Рыбинской впадины. Отложения свиты протягиваются полосой вдоль северо-восточного подножья Торгашинского хребта от пос. Торгашино на южной окраине г. Красноярска в направлении горы Черная Сопка и ст. Петряшино и далее в ЮВ направлении. Ее отложения со структурным несогласием залегают на глубокоразмытой поверхности дислоцированных карбонатных отложений нижнего – среднего кембрия. В свою очередь, свита с угловым несогласием перекрывается карбонатно-терригенными породами среднедевонской павловской свиты **[1, 3–5]**.

Нижняя часть разреза карымовской свиты имеет терригенный состав и выделяется в качестве нижнекарымовской подсвиты (мощность более 400 м). Отложения накапливались в наземной прибрежной обстановке и представлены русловым и пойменным аллювием, состав которого колеблется в диапазоне от алеврито-песчаного до крупногалечного. Характерна тенденция увеличения размерности обломочного материала вверх по разрезу, что свидетельствует об усилении процессов поднятия на сопредельных территориях. По берегам рек росли древнейшие наземные растения – проптеридофиты (риниофиты), отпечатки которых часто встречаются на поверхностях напластования в песчаниках и алевролитах, а также отпечатки ракоскорпионов **[3–5]**.

Активизация тектонических движений в начале пражского века приводит к заложению глубоких разломов и вспышке наземного вулканизма. Формируются вулканические постройки

центрального типа, сложенные чередованием лавовых потоков мощностью до 50 м и прослоев туфов различного состава, поэтому разрез карымовской свиты (верхнекарымовская подсвита) наращивается существенно вулканогенными образованиями (преимущественно трахибазальты и трахиандезиты, комагматичные породам первой фазы черносопкинского комплекса), разрезы которых обнажаются в бортах р. Берёзовка в районе ст. Зыково и железнодорожных платформ Восток и Петряшино. Расплавы, застывающие в подводящих каналах, формируют субвулканические некки и дайки, объединяемые в черносопкинский комплекс **[3–5]**.

В нижней части разреза верхнекарымовской подсвиты (обнажение в районе станции Зыково, детально изученное В.П. Парначевым и др. **[3, 4]**), преобладают трахибазальты и умеренно-щелочные базальты, слагающие потоки мощностью до 15 м. Лавовые потоки зональны. Верхняя часть обычно сложена миндалекаменными трахибазальтами. Миндалины выполнены кальцитом, реже хлоритом. В верхних частях потоков иногда наблюдаются кластолавы – хорошо видны обломки пористых пород кровли потока, сцементированные более плотными базальтами. Средняя и нижняя части потоков сложены плотными массивными базальтами. Породы темные, зеленовато-серые, на выветрелой поверхности бурые. Структуры афировые и мелкопорфировые (с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена размерами до 4–5 мм), редко – крупнопорфировые. Крупное обнажение трахибазальтов находится на левом берегу р. Берёзовка, примерно в 30 метрах западнее платформы Восток, в небольшом карьере у автомобильной дороги. Цвет пород темно-серый. Структуры пород афировые, реже – мелкопорфировые, причем количество вкрапленников невелико (до 10–15 %). В фенокристаллах наблюдаются прозрачные и просвечивающие кристаллы плагиоклаза размерами от долей миллиметра до сантиметра и более. Фенокристаллы (порфировые вкрапленники) не отличаются по цвету от основной массы на свежем сколе, но хорошо видны на выветрелой поверхности пород, выделяясь более светлой окраской. Форма вкрапленников неправильная, иногда близка в сечении к квадрату или прямоугольнику, размеры от 0.5 до 2.0 см. Очень редко встречаются небольшие миндалины, выполненные окрашенными в разные оттенки зеленого, красного, серого сферолитами и цеолитами. В базальтах видна отчетливая столбчатая отдельность. Поперечное сечение «столбов» – ромбическое и шестигранное. Кроме столбчатой отдельности, хорошо проявлена грубая плитчатая отдельность, разбивающая столбы на крупные блоки. У платформы Петряшино, на левом берегу р. Берёзовка, трахидолериты и трахибазальты карымовской свиты, слагающие гору Острую, вскрыты несколькими искусственными обнажениями на северном склоне (в конце прошлого века здесь был карьер по добыче бутового камня для отсыпки дорог). На нижнем уровне стенки карьера наблюдаются пористые и миндалекаменные базальты, слагающие верхнюю часть крупного потока базальтов, нижняя часть которого не обнажена. Выполнены миндалины кальцитом и хлоритом. На высоте около 20 м от подножия стенки карьера миндалекаменные трахибазальты сменяются псефитовыми литокластическими туфами (мощность около 7 м), а затем трахиандезитами и трахитами нижней части вышележащего потока. Эти породы очень плотные, обладают тонкоплитчатой отдельностью, раскалываются с характерным звоном. Цвет трахибазальтов темно-серый с зеленоватым оттенком, структура афировая и мелкопорфировая. На выветрелой поверхности породы светло-серые, иногда обохрены с поверхности и по трещинам. На высоте около 55 м начинается курумник, сложенный обломками трахибазальтов и трахидолеритов размерами от нескольких сантиметров до 2.5 м. Суммарная мощность вулканогенной части разреза верхнекарымовской подсвиты не менее 800 м. По данным электронно-микроскопических исследований, состав пироксенов и плагиоклазов в базальтоидах карымовской свиты и субвулканических породах черносопкинского комплекса практически идентичен **[3–6]**. Вероятно, Черносопкинский вулкан (судя по сохранившимся фрагментам субвулканических, жерловых и эффузивных пород) имел значительные размеры – диаметр до 30 км и высоту 1.0–1.5 км **[5]**.

Эффузивы карымовской свиты принадлежат к умеренно-щелочному подотряду калиево-натриевой серии и отличаются высокой глиноземистостью. В спектре РЗЭ, как и в породах черносопкинского комплекса, доминируют легкие лантаноиды и отсутствует европиевая аномалия, что характерно для процессов генерации магм в зонах внутриплитного рифтогенеза под воздействием крупного мантийного плюма **[4, 6]**. Но при этом наблюдаются отчетливые минимумы для Ta и Hf, что характерно для магм надсубдукционных зон. Это, вероятно, обусловлено тем, что территория по-прежнему остается тыловой частью континентальной окраины, так как к западу до конца палеозоя продолжает существовать Палеоазиатский океан **[1, 4, 5]**.

К концу раннего девона вулканическая и тектоническая активность затухает. Рельеф постепенно сглаживается. Территория превращается в слаборасчлененную равнину, на которой

накапливаются аллювиальные и озерные отложения верхней части верхнекарымовской подсвиты песчано-алевритового состава **[1, 5]**.

[1] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:1000000 (третье издание). Лист N-46 (Абакан) Объяснительная записка / В.В. Беззубцев, М.Л. Махлаев, В.Т. Кириченко, О.Ю. Перфилова и др. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2008. 391 с.

[2] *Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др.* «Девонотипный» магматизм Восточного Саяна (по данным U-Pb изотопных исследований // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы Всероссийской научной конференции. Вып. 3. Томск: ТГУ, 2002. Т. 1. С. 189–193.

[3] *Макаренко Н.А., Парначев В.П., Житков В.Г.* О строении нижнедевонской карымовской свиты в районе горы Черная Сопка (окрестности г. Красноярска) // Формационный анализ в геологических исследованиях. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 2002. С. 82–83.

[4] *Парначев В.П., Макаренко Н.А., Динер А.Э., Изох А.Э. и др.* Черносопкинский массив – эталон черносопкинского сиенит-щелочно-габброидного комплекса (Восточный Саян). Красноярск: КНИИГГиМС, 2002. 139 с.

[5] *Сазонов А.М., Цыкин Р.А., Ананьев С.А., Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сосновская О.В.* Путеводитель по геологическим маршрутам в окрестностях г. Красноярска. Красноярск: Сибирский федеральный университет, 2010. 212 с.

[6] *Лавренчук А.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Травин А.В.* Черносопкинский тешенит-сиенитовый комплекс северо-западной части Восточного Саяна – одно из проявлений раннедевонского плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 6. С. 663–677.

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

2018. Выпуск 16. С. 172–174

МОДЕЛЬ ПЕРВОГО ПРИБЛИЖЕНИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР

Б.В. Лунёв, В.В. Лапковский

Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
bobvalmail@mail.ru, LapkovskiiVV@ipgg.sbras.ru

Проведенное численное моделирование развития конвективной неустойчивости «термической литосферы» позволило получить количественное описание заложения и эволюции осадочных бассейнов на континентальной коре, объяснить ряд важных геологических феноменов, предсказать некоторые, ранее неизвестные, особенности процесса и наметить пути дальнейшего развития теории явлений такого типа. Существенно то, что численные эксперименты проводились в рамках модели первого приближения, что позволило обойтись без привлечения каких-либо специальных гипотез (в том числе реологических) и сократить до минимума число произвольно варьируемых параметров. В основе модели лежат следующие, достаточно надежно установленные факты:

1) у поверхности планеты существует тепловой погранслой, толщина которого под континентами составляет около 300 км, а температура на его нижней границе может варьироваться от 1300 до 1600 °С;

2) вещество этого слоя, включая кору, необратимо деформируется в медленных геологических процессах;

3) континентальная кора является довольно мощным (30–40 км) слоем, с малой, по сравнению с мантией, плотностью;

4) состояние вещества, в зависимости от PT-условий, определяется фазовыми равновесиями, также достаточно надежно установленными экспериментально.

Процесс моделировался ползущим течением ньютоновской жидкости со свободной верхней границей, конвектирующей под действием силы тяжести, в результате сверхадиабатического градиента температуры, за счет теплового расширения, фазовых переходов и изменения химического состава вещества мантии, в связи с его плавлением и последующим замерзанием расплава. Плавление и замерзание расплава, как и твердотельные фазовые превращения, определялись в соответствии с диаграммами плавкости (различными для матрицы и расплава). Миграция расплава описывалась уравнением типа Дарси (с нелинейной зависимостью от концентрации расплава). Заполнение образующегося на поверхности бассейна осадками рассчитывалось в соответствии с моделью Слосса.

Основные результаты численных экспериментов. При вязкости в пределах 10^{22} Па·с (что согласуется с данными натурных наблюдений деформаций земной поверхности), в «термической литосфере» развивается конвекция. При этом в коре, образующей верхний, «легкий» слой, возникает индуцированное противотечение. Над восходящими и растекающимися вдоль границы «М» потоками мантийного вещества в коре формируется нисходящее течение с растяжением в окрестности «М» и слабым сжатием у поверхности, образующее прогиб. При заполнении осадками (образующими слоистые комплексы, деформирующиеся по мере эволюции), прогиб может достигать многокилометровых глубин.

В развитии процесса выделяется несколько стадий. Во время развития начального восходящего потока мантийной конвекции на поверхности закладывается и углубляется осадочный бассейн с некомпенсированным накоплением осадков, сначала – песчано-алевритовых, затем – преимущественно глубоководных глин. Общая глубина осадочного бассейна до ложа фундамента к концу фазы может достигать многих километров (в выполненных экспериментах – до 10 км), в том числе глубина воды – до 2 км. Ширина бассейна соответствует ширине верхней части восходящего потока мантийного вещества – около 500 км. Затем, во время расширения восходящего потока в стороны, бассейн соответственно расширяется (до 1000 км и более), но

углубляется уже не столь интенсивно, причем его глубина к некоторому моменту стабилизируется. Осадконакопление в этот период имеет скомпенсированный характер, формируется комплекс клиноформ, «море» мелеет и уменьшается в размерах. Далее начальный восходящий поток в мантии начинает распадаться на два, с формированием нисходящей ветви посередине, над которой образуется положительная форма рельефа поверхности, сложенная ранее накопившимися осадочными породами. Завершением этой фазы является установление квазистационарной конвекции, соответствующей, по-видимому, режиму древней платформы. Осадочный бассейн, в целом, формируется в условиях очень слабого растяжения, сменяющегося сжатием.

Над нисходящими потоками мантийного вещества происходит утолщение коры, обусловленное опусканием границы «М», с горизонтальным сжатием в ее окрестности и восходящим коровым течением и растяжением у воздымающейся свободной границы. Нисходящие ветви мантийной конвекции раньше, чем восходящий поток, формируются в завершенном виде и, сформировавшись, сохраняются, демонстрируя замечательную устойчивость – их положение может изменяться при перестройке конвекции, но, в отличие от восходящих потоков, они не затухают, не распадаются и неограниченно долго сохраняются после выхода системы в квазистационарный режим. Такая же консервативность характерна и для развивающихся над ними противоячеек индуцированного течения в легком слое коры. Эти, стабильно существующие утолщения коры над плотной, холодной мантией с пониженным тепловым потоком и с постоянным очень слабым поднятием дневной поверхности, представляют характерный портрет платформенных щитов на всех этапах их становления и существования. Таким образом получает объяснение очень старый вопрос о причинах устойчивости щитов и очень слабого, но постоянного их воздымания на протяжении всей истории, благодаря чему они формируются в геологическом смысле как мегаантиклинали, обнажающие в своих ядрах древнейшие породы Земли.

При температуре на подошве термической литосферы выше 1500 °С в восходящем потоке на глубине около 150–130 км начинается декомпрессионное плавление. При этом в результате сепарации, миграции и замерзания образующегося расплава, его содержание (при осреднении на объемы с линейным размером ~(1÷10) км) не превосходит десятых долей процента. Отделяющийся расплав формирует фронт замерзания, оторванный от зоны первичного плавления мантии и продвигающийся вверх, к подошве коры, вместе с подъемом температуры, по мере развития общей, твердотельной конвекции. Частичное плавление, сепарация, миграция и замерзание расплава закономерно изменяют исходный состав мантийного вещества, особенно в зоне восходящего потока. В верхних горизонтах мантии, подстилающих границу «М», формируется широкая линза пониженной плотности, насыщенная замерзшим веществом базальтового состава. Такие линзы, подстилающие границу «М» под эпиконтинентальными осадочными бассейнами, хорошо известны по данным геофизических исследований. Вторичным плавлением вещества этой линзы, происходящим по мере подъема температуры в верхних горизонтах мантии, может объясняться стабильность состава основной массы базальтовых излияний на континентах. Ниже располагается зона выплавленного и деплетированного вещества, что также согласуется с имеющимися петрологическими данными.

Интенсивность конвекции в термической литосфере определяется температурой на ее подошве. При высокой температуре (~1550 °С) восходящий поток оказывается достаточно мощным, чтобы разорвать континентальную кору и привести к раскрытию океана, формируя сначала структуру типа Красного моря, а затем и полную картину океана с зоной спрединга и континента, отделенного от океана зоной субдукции с соответствующими скоростями деформации и проявлениями в рельефе свободной поверхности. Замерзающий расплав формирует новообразованную океаническую кору, а зона существования расплава (в тех же малых количествах) образует слой, который можно отождествить с астеносферным волноводом. Картина деформации в континентальной и океанической литосфере существенно отличается: в континентальной части наблюдается характерный мозаичный рисунок поля скорости деформации, тогда как в океанической – от зоны спрединга до зоны субдукции – течение имеет спокойный, «плитообразный» вид.

В рамках очень простой модели с малым числом экспериментально устанавливаемых параметров удается получить адекватное описание сложного геологического процесса, дающее нетривиальные проверяемые результаты. Результаты выполненных в рамках модели численных экспериментов хорошо согласуются с геолого-геофизическими данными.

Предложенная модель является моделью первого приближения – в отношении реологического уравнения (несжимаемая ньютоновская жидкость), граничных условий (динамическое

равновесие свободной поверхности), уравнения состояния (термодинамическое равновесие в каждый момент, в каждой точке), описания движения расплава (уравнение Дарси). В качестве таковой она пригодна для описания широкого класса геодинамических процессов подобного масштаба.

Работа выполнена в рамках программы IX.131.2.2. фундаментальных научных исследований СО РАН и при поддержке РФФИ (проект № 18-05-70105).

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

2018. Выпуск 16. С. 175–177

МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ УДЖИНСКОГО ПАЛЕОРИФТА И ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ: НОВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

С.В. Малышев[1], А.В. Иванов[2], А.М. Пасенко[3], Д.П. Гладкочуб[2], А.К. Худолей[1], В.М. Саватенков[4], В.С. Каменецкий[5], С. Меффра[5], А. Аберштайнер[5]

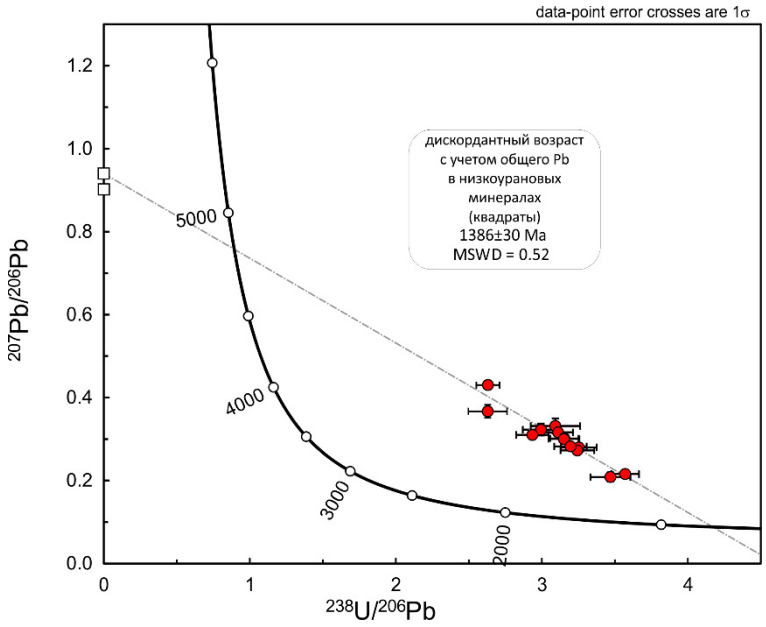
[1] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, s.malyshev@spbu.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[3] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, РАН
[4] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
[5] Хобарт, Австралия, Университет Тасмании

Уджинская структура представляет собой линейно вытянутый в меридиональном направлении палеорифт, который располагается между Оленекским поднятием и Анабарским щитом. В пределах Уджинского палеорифта выходят на поверхность докембрийские осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы, прорванные базитовыми интрузиями, которые окружены осадочными образованиями фанерозоя. Вулканогенно-осадочный разрез р. Уджа представлен четырьмя свитами: глинисто-карбонатными с прослоями туфов улахан-курунгской и унгоахтахской, карбонатной хапчанырской и терригенной уджинской. Возрастной интервал накопления данной части разреза оценивается от 1320 до 820 млн лет по K-Ar и Ar-Ar датировкам прорывающих основных интрузий и межрегиональной корреляции строматолитовых форм **[1, 2]**. Ar-Ar датировка Уджинских базитов составляет 1074±11 млн лет **[1]**, на ее основе сделан вывод о мезопротерозойском возрасте магматического комплекса Уджинского палеорифта и о прорываемых им отложениях унгоахтахской, хапчанырской и уджинской свит. Тем не менее эта датировка не может считаться окончательной, поскольку спектр выделения аргона не имел надежного «плато». Нами впервые было выполнено U-Pb датирование Большой Уджинской дайки, прорывающей весь осадочный разрез, позволяющий ограничить время осадконакопления. Мы также использовали U-Pb возрасты обломочных цирконов и уджинской свиты, Sm-Nd характеристики осадочных пород и палеомагнитный анализ для проведения палеогеографических реконструкций.

U-Pb датирование произведено по Большой Уджинской дайке, которая прорывает весь рифейский комплекс. Датировался апатит из среднезернистого долерита с офитовой структурой и микропегматитовыми выделениями с использованием метода LA-ICP-MS в университете Тасмании (Хобарт, Австралия) **[3, 4]**. На диаграмме Тера-Вассербурга проанализированные зерна апатита дискордантны, но они формируют ярко выраженную линию регрессии. При нулевых значениях $^{238}U/^{206}Pb$, эта линия регрессии «заякорена» значениями изотопного состава свинца, полученными по низкоурановым минералам из этой же дайки, а в нижней части конкордии линия регрессии пересекает конкордию при возрасте 1386±30 млн лет (рисунок).

Для корреляции Большой Уджинской дайки с другими дайками в регионе выполнены палеомагнитные исследования. Опробовано три интрузивных тела, включая Большую Уджинскую дайку, прорывающих рифейский осадочный комплекс. Полюс, рассчитанный со среднего направления высокотемпературных компонент намагниченности интрузий, с учетом данных **[5]**, имеет следующие координаты: Plat=−6.3°; Plong=87.5°; A95=7.0°.

Sm-Nd исследования проведены по валовым пробам базитов и терригенных пород унгоахтахской, уджинской свиты. В вулканогенно-осадочных породах унгоахтахской свиты исследовались также обломки базальтов. Туфопесчаники унгоахтахской свиты имеют значения $\varepsilon_{Nd}(t)$, рассчитанные на возраст 1.4 млрд лет, от –3 до –5. Значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ обломков базальтов в туфах и прорывающих интрузиях лежат в пределах от −1.5 до +1.0. По всей видимости, источниками обломочного материала для туфопесчаников унгоахтахской свиты были в основном вулканические комплексы с незначительной примесью древнекорового терригенного материала. Песчаники уджинской свиты имеют чуть более высокое $\varepsilon_{Nd}(t)$=2.6. В то же время



Результаты U-Pb датирования апатитов (красные кружки) методом LA-ICPMS.

возрастные популяции обломочных цирконов указывают преимущественно на архейские источники сноса **[6]**. Учитывая незрелый состав песчаников, можно предположить, что они подверглись лишь незначительной транспортировке и их источники сноса имеют местное происхождение – смесь продуктов разрушения древних источников и молодых ювенильных.

Синтезируя полученные данные можно сделать следующие выводы:

Полученный в этой работе U-Pb возраст Большой Уджинской дайки 1386±30 млн лет хорошо согласуется с опубликованным U-Pb возрастом Чиэрской дайки (Анабарский щит) 1384±2 млн лет **[7]**, что свидетельствует о довольно широком распространении магматизма данного возраста на севере Сибирского кратона.

Виртуальный геомагнитный полюс, полученный по образцам Чиэрской дайки, с учетом овала доверия перекрывается с овалом доверия палеомагнитного полюса интрузий Уджинского палеорифта. С одной стороны, близость полученных направлений намагниченности можно рассматривать в качестве аргумента, подтверждающего полученные нами геохронологические данные U-Pb методом по апатиту. С другой стороны, совпадение палеомагнитных полюсов указывает на достаточное усреднение вариаций магнитного поля во время внедрения интрузий, что дает основание использовать палеомагнитные полюса для палеогеографических реконструкций Сибири в мезопротерозое.

Sm-Nd изотопные данные в совокупности с данными по возрастам обломочных цирконов рифейских песчаников и туфопесчаников показывают, что осадочные и вулканогенно-осадочные отложения рифея Уджинского поднятия накапливались за счет разрушения локальных ювенильных вулканических источников с небольшой примесью корового материала.

Исследования осадочных комплексов проводились при поддержке гранта президента (МК 739-2017.5); изотопные исследования магматических комплексов были поддержаны проектом РНФ 16-17-10068.

[1] *Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Травин А.В., Мазукабзов А.М., Константинов К.М. Юдин Д.С., Корнилова Т.А.* Уджинский мезопротерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфия и микрофитологии // ДАН. 2009. Т. 425. № 5. С. 642–648.

[2] *Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.

[3] *Chew D.M., Sylvester P.J., Tubrett M.N.* U–Pb and Th–Pb dating of apatite by LA-ICPMS // Chemical Geology. 2011. V. 280. P. 200–216.

[4] *Meffre S., Large R.R., Scott R. et al.* Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. V. 72. P. 2377–2391.

[5] *Константинов К.М., Павлов В.Э., Петухова Е.П., Гладкочуб Д.П.* Результаты рекогносцировочных палеомагнитных исследований горных пород Уджинского поднятия (север Сибирской платформы) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент: Материалы семинара (Борок, 18–21 октября 2007 г.). М., 2007. С. 69–71.

[6] *Малышев С.В., Худолей А.К., Дюфрейн С., Пасенко А.М.* Новые данные о возрасте обломочных цирконов из терригенных толщ севера Сибирской платформы (Уджинское поднятие и северный склон Анабарского щита) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 179–180.

[7] *Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D.* Integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology of mafic dikes of the Eastern Anabar shield region, Siberia: Implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // The Journal of Geology. 2000. V. 108. P. 381–401.

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

2018. Выпуск 16. С. 178–179

СТРАТИГРАФИЯ ПЕРЕХОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА И КЕМБРИЯ ТУРУХАНСКОГО И ИГАРСКОГО ПОДНЯТИЙ (СЕВЕРО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

В.В. Марусин, Б.Б. Кочнев

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

На северо-западе Сибирской платформы представительные карбонатные разрезы переходных отложений венда и кембрия известны в пределах Туруханского (западный/лагунный тип разреза) и Игарского (переходный/рифовый тип) поднятий и выделяются в объеме платоновской и сухарихинской свит, соответственно. Несмотря на долгую историю изучения **[1, 2, 3]**, возраст этих подразделений, а также положение в них нижней границы кембрия (как в терминах Общей, так и Международной стратиграфической шкалы), являются предметом дискуссий, что связано со скудной палеонтологической охарактеризованностью. Значительным прорывом в возрастной интерпретации отложений стала детальная кривая вариаций изотопного состава углерода, полученная для сухарихинской свиты **[4]** и демонстрирующая значительное сходство с эталонными кривыми для переходных отложений эдиакария и кембрия Марокко **[5]** и Южного Китая **[6]**, хорошо калиброванными биостратиграфически и/или геохронологически. Однако распределение в разрезе мелких скелетных остатков (практически полное отсутствие в большей части свиты и внезапное, взрывообразное увеличение разнообразия в 1.5 м от кровли) **[7, 8]** в значительной степени противоречит хемостратиграфической корреляции.

Крайне скудная палеонтологическая характеристика и неоднозначные в интерпретации изотопно-геохимические данные для платоновской свиты Туруханского поднятия **[9, 10]** также препятствовали достоверной возрастной интерпретации и внутриплатформенной корреляции. Полученные нами в результате детального изучения платоновской свиты в пересечениях по рекам Сухая и Нижняя Тунгуска палеонтологические и изотопно-геохимические данные позволили не только провести достоверную корреляцию с разрезом Игарского поднятия, но и уточнить возраст данного подразделения. Крупный негативный экскурс $\delta^{13}C$ (до –7.5 ‰) в нижней части платоновской свиты соответствует экскурсу 1n в нижней части сухарихинской свиты и в нижней части Adoudounian Fm Марокко, а также отрицательному экскурсу BACE в разрезах Южного Китая. Это позволяет оценить начало формирования платоновской свиты ~541 млн лет назад. Два выявленных положительных экскурса в верхней части свиты, с нашей точки зрения, отвечают экскурсам 5p и 6p в разрезах по рекам Сухариха и Марокко, последний из которых имеет возраст ~525 млн лет и соответствует положительному экскурсу ZHUCE в разрезах Южного Китая.

Единичные находки в платоновской свите таксонов *Barskovia* sp. – вблизи основания, *Blastulospongia* sp. – в средней подсвите и склеритов ханцеллориид – в верхней) позволяют говорить о том, что отложения, предваряющие положительный экскурс $\delta^{13}C$, сопоставляемый с пиками 5p и 6p, отвечают биозоне *Purella antiqua*. Отсутствие же в платоновской свите таксономически разнообразных комплексов SSF зон *Purella antiqua* и *Watsonella crosbyi*, вероятно, связано с широким развитием доломитизации, существенно уменьшающей вероятность сохранности кальцитовых раковин.

Летом 2018 г. нами был изучен стратотипический разрез сухарихинской свиты Игарского поднятия (р. Сухариха). Было установлено, что мощная карбонатная толща не только не содержит свидетельств значительных перерывов в осадконакоплении, но и связана с подстилающими (излучинская свита, верхний венд?) и перекрывающими (краснопорожская свита, нижний кембрий) отложениями постепенными переходами. Так, переход между сухарихинской и краснопорожской свитами (нижний кембрий) не связан с резкой сменой литологии, а сопровождается лишь сменой цвета известняков с серого на красный. Не наблюдается смены литологии и в

1.5 м от кровли сухарихинской свиты, где происходит резкое появление таксономически представительного комплекса мелких скелетных остатков, в том числе включающего и находки археоциат **[7, 8]**. Отмечаемые предыдущими исследователями ископаемые следы жизнедеятельности в сухарихинской свите имеют плохую сохранность и представлены преимущественно горизонтальными и наклонными норами *Palaeophycus* и *Planolites*, широко распространенными в ископаемой летописи, начиная с основания фортунского века (~541 млн лет). К сожалению, условия сохранности ихнофоссилий в доломитизированных известняках сухарихинской свиты препятствуют реконструкции структуры ихнокомплекса и проведению ихнотекстурного анализа, что косвенно может быть использовано для определения возраста вмещающих отложений **[11, 12]**.

Дальнейшее изучение каменного материала, отобранного в ходе экспедиционных работ 2018 г. на Игарском поднятии, будет нацелено как на детализацию таксономического состава мелких скелетных остатков в сухарихинской свите, так и на выявление абиогенных факторов, контролирующих их стратиграфическое распределение.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (гранты 17-05-00852 и 17-05-00418).

[1] *Драгунов В.И.* Туруханский и Игарский районы // Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 318–331.

[2] *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.

[3] *Розанов А.Ю., Репина Л.Н., Апполонов М.К., Шабанов Ю.Я., Журавлев А.Ю., Пегель Т.В., Федоров А.Б., Асташкин В.А., Журавлева И.Т., Егорова Л.И., Чугаева М.Н., Дубинина С.В., Ермак В.В., Есакова Н.В., Сундуков В.В., Сухов С.С., Жемчужников В.Г.* Кембрий Сибири. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1992. 135 с.

[4] *Kouchinsky A., Bengtson S., Pavlov V., Runnegar B., Torssander P., Young E., Ziegler K.* Carbon isotope stratigraphy of the Precambrian – Cambrian Sukharikha River section, northwestern Siberian platform // Geological Magazine. 2007. V. 144. P. 609–618.

[5] *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.

[6] *Zhu M., Babcock L.E., Peng S.* Advances in Cambrian stratigraphy and paleontology: Integrating correlation techniques, paleobiology, taphonomy and paleoenvironmental reconstruction // Palaeoworld. 2006. V. 15. P. 217–222.

[7] *Лучинина В.А., Коровников И.В., Сипин Д.П., Федосеев А.В.* Биостратиграфия верхнего венда – нижнего кембрия разреза р. Сухариха (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 8. С. 1346–1358.

[8] *Rowland S.M., Luchinina V.A., Korovnikov I.V., Sipin D.P., Tarletskov A.I., Fedoseev A.V.* Biostratigraphy of the Vendian–Cambrian Sukharikha River section, northwestern Siberian Platform // Canadian Journal of Earth Sciences. 1998. V. 35. P. 339–352.

[9] *Bartley J.K., Pope M., Knoll A.H., Semikhatov M.A., Petrov P.Yu.* A Vendian–Cambrian boundary succession from the northwestern margin of the Siberian Platform: stratigraphy, palaeontology, chemostratigraphy and correlation // Geological Magazine. 1998. V. 135. P. 473–494.

[10] *Якшин М.С., Карлова Г.А.* Первые находки мелкораковинной фауны в платоновской свите (венд Туруханского поднятия) // Региональная геология. Стратиграфия и палеонтология докембрия и нижнего палеозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. С. 48–53.

[11] *MacNaughton R.B., Narbonne G.M.* Evolution and ecology of Neoproterozoic – Lower Cambrian trace fossils, NW Canada // Palaios. 1999. V. 14. P. 97–115.

[12] *Mangano 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: Biological Sciences. 2014. V. 281. 20140038. doi:10.1098/rspb.2014.0038.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2018. Выпуск 16. С. 180–182

НОВЫЕ ДАННЫЕ LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ТАЛНАХСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

А.Е. Марфин[1], А.В. Иванов[1], В.С. Каменецкий[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, marfin1309@gmail.com
[2] Хобарт, Австралия, Университет Тасмании, dima.kamenetsky@utas.edu.au

На северо-западе Сибирской платформы располагаются два крупнейших в мире рудных узла – Норильский и Талнахский. Месторождения данных рудных полей (Норильск-1, Октябрьское, Талнахское) связывают с интрузиями основных пород, которые являются синхронными трапповым излияниям на границе перми и триаса **[5]**. Несмотря на большое количество датировок самих траппповых базальтов, датировки интрузивных образований Норильского района носят подчиненный характер **[2]**. Еще меньше датировок получено по самим рудным образованиям. В литературе наиболее часто упоминаются датировки интрузии Норильск-1, однако они выполнены по циркону и бадделеиту нехарактерных для траппповых интрузий пород – пегматоидных лейкогаббро **[2, 7, 8]**. Цирконы, выделенные из типичных долеритовых интрузий, показали широкий разброс возрастов **[2]** (таблица). Непосредственно сульфидная минерализация датировалась Re-Os методом по вкрапленным и массивным рудам Талнахской интрузии (247.0±18 млн лет и 247±3.8 млн лет **[1, 10]**).

Для решения вопроса времени образования промышленного оруденения нами исследован керн скважин рудника Октябрьский. Разведочные скважины проходились в отрабатываемых участках месторождения. Оруденение связано с Верхнеталнахской интрузией, ее северо-западной и хараелахской ветвями, залегающими в соленосных отложениях девона **[4]**.

Методика. Для U-Pb датирования отобраны образцы рудных и безрудных пород. Непосредственно в пластинках при помощи LA-ICP-MS проанализированы: гранат, апатит, перовскит и титанит, ассоциирующие с сульфидами. Анализы проводились в Университете Тасмании (Хобарт, Австралия) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 с эксимерным Ar-F лазером с длиной волны 193 нм и абляционной камерой Resonetics S155.

Характеристика датированных пород и минералов. Образец 1 и 2 представлены измененным мелко- и среднезернистым габбро-долеритом (по классификации «рудничных»

U-Pb датировки интрузивных образований Норильского и Талнахского рудных узлов

Минерал	Интрузия	Метод	Возраст, млн лет	Ссылка
циркон	Норильск-1	SHRIMP	248±4	**[6]**
бадделеит	Норильск-1	ID-TIMS	251±0.3	**[7]**
монацит	Талнахский интрузив	CHIME	259±23	**[3]**
циркон	Норильск-1	SHRIMP	261.3±1.6	**[2]**
			245.7±1.1	
			236.5±1.8	
			226.7±0.9	
бадделеит	Норильск-1	SHRIMP	290.0±2.8	**[2]**
циркон	Норильск-1	CA-TIMS	251.64±0.10	**[5]**
	Талнахский интрузив		251.801±0.088	
	хараелахская ветвь		251.71±0.14	
титанит[1, 2]	Талнахский интрузив	LA-ICP-MS	250.3±2.8	Эта работа
апатит[1, 2]			264.1±9.7	Эта работа
			265±27	
гранат[3]			264±14	Эта работа
перовскит[4]			249±10	Эта работа

Примечание. [1, 2, 3, 4] – номера образцов.

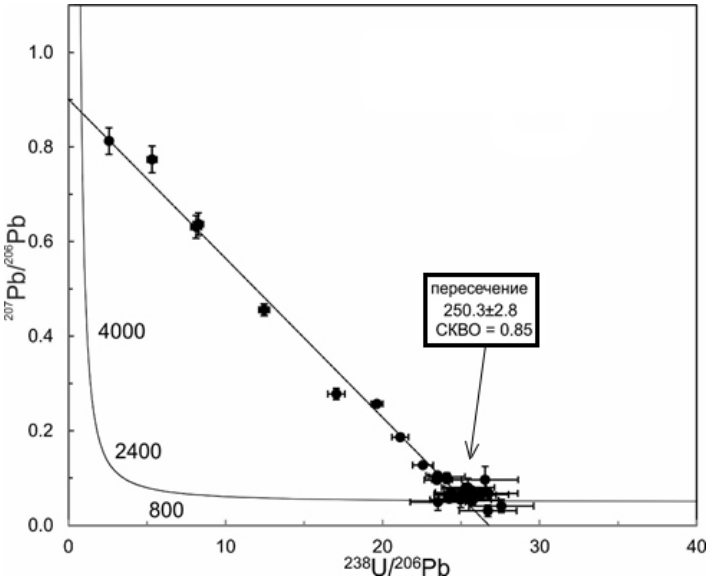


Диаграмма с конкордией [9] для титанита из образцов 1 и 2.

геологов), с незначительным присутствием сульфидов (пирротина 1–3 %). Из акцессорных минералов встречаются перовскит, фторапатит, титанит, ангидрит и неидентифицированная фаза Bi-Te-Pd. Согласно данным рентгеноспектрального микроанализа, кристаллохимические коэффициенты Ca, Ti и Si в титаните обоих образцов, полученные при расчете анионным способом (на пять атомов кислорода), показывают значения, близкие к 1. Концентрация фтора в апатите первого образца понижена ($F_{0.333–0.456}$ ф.е.), а второго – повышена ($F_{0.597–1.039}$ ф.е.). Образец 3 представлен измененным мелкозернистым габбро-долеритом с присутствием сульфидов (халькопирит-пирротиновая минерализация, 15–20 %). Из акцессорных минералов встречаются гранат гроссуляр-андрадитового ряда, карбонаты, сульфаты. Гранат варьируется от чистого гроссуляра до андрадита с примесью гроссулярового минала. Образец 4 представлен сильно измененной силикатной породой со значительным количеством пирротина (50–60 %). Акцессорными минералами являются перовскит, сульфаты, минералы группы шпинели. Химический состав перовскита варьируется незначительно. Кристаллохимические коэффициенты при расчете на три атома кислорода – $Ca_{0.836–0.956}$ и $Ti_{0.854–0.921}$.

Результаты датирования. Вычисленные значения $^{207}Pb/^{206}Pb$ и $^{238}U/^{206}Pb$ для титанита образцов 1 и 2 группируются на рисунке облаком точек вблизи с конкордией со степенью дискордантности от –20 до 30 %. Часть точек формирует ярко выраженную дискордию, которая пересекает конкордию в значении возраста 250.0±2.8 млн лет (СКВО=0.85) (рисунок).

Значения изотопных отношений $^{207}Pb/^{206}Pb$ и $^{238}U/^{206}Pb$ для апатита из образца 1 формируют отчетливую дискордию, пересечение которой с конкордией дает возраст 264.1±9.7 млн лет (СКВО=0.41). Апатит из образца 2 фактически лежит на той же дискордии в области более высоких значений $^{207}Pb/^{206}Pb$. Возраст пересечения его дискордии с конкордией составляет 265±27 млн лет (СКВО=0.92).

Значения изотопных отношений для граната в координатах $^{207}Pb/^{206}Pb$ и $^{238}U/^{206}Pb$ формируют дискордию, пересечение которой с конкордией дает значение возраста 264±14 млн лет (СКВО=1.09).

Значения изотопных отношений $^{207}Pb/^{206}Pb$ и $^{238}U/^{206}Pb$ перовскита располагаются на конкордии либо на некотором удалении от нее. Исключение составляют два значения с повышенным отношением $^{207}Pb/^{206}Pb$. Средневзвешенный $^{238}U/^{206}Pb$ возраст для близконкордантных значений составил 246±13 млн лет (СКВО=26).

Выводы. В результате выполненной работы получены значения возраста как для минералов, находящихся в рудной ассоциации (образцы 3 и 4), так и для минералов безрудных габбро-долеритов (образцы 1 и 2). Полученные значения согласуются как между собой, так и с ранее опубликованными данными, полученными в работах **[7, 8]**. Однако остается неясным вопрос о причинах несогласованности данных с работой **[2]**. В качестве возраста оруденения на месторождении Октябрьское принимается значение 250.0±2.8 млн лет по титаниту.

Работа выполнена по проекту РНФ № 16-17-10068.

[1] *Изотопная геология норильских месторождений*. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. 348 с.
[2] *Малич К.Н. и др.* U-Pb результаты датирования циркона и бадделеита ультрамафит-мафитового интрузива Норильск-1 (Россия) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. №. 2. С. 163–172.
[3] *Малич К.Н.* и др. Возраст и Hf-Nd-изотопия ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции по данным изучения монацита, бадделеита и циркона в рудоносных и нерудоносных породах // Труды Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого. 2014. №. 161. С. 191–197.
[4] *Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.* Магматические образования Норильского района. Т. 1. Петрология траппов. Новосибирск: Изд-во Нонпарель, 2000. 408 с.
[5] *Спиридонов Э.М.* Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1356–1378.
[6] *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. No. 7. e1500470.
[7] *Campbell I.H. et al.* Synchronism of the Siberian traps and the Permian-Triassic boundary // Science. 1992. V. 258. P. 1760–1763.
[8] *Kamo S.L., Czamanske G.K., Krogh T.E.* A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60. P. 3505–3511.
[9] *Tera F., Wasserburg G.J.* U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks // Earth and Planetary Science Letters. 1972. V. 14. P. 281–304.
[10] *Walker R.J. et al.* Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type, ore-bearing intrusions, Siberia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1994. V. 58. P. 4179–4197.

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

2018. Выпуск 16. С. 183–184

ЩЕЛОЧНЫЕ ПИКРОБАЗАЛЬТЫ ДАУРО-ХЭНТЕЙСКОГО ХРЕБТА

А.Я. Медведев, В.В. Боролдоева, А.А. Каримов, В.А. Беляев

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

Начиная со второй половины раннего кайнозоя, когда обширные пространства Центральной Азии были охвачены процессами внутриплитной магматической деятельности и тектонической активизации, в южном обрамлении Сибирского кратона получили широкое распространение вулканиты. В результате этой деятельности возникли многочисленные вулканические поля и системы рифтогенных впадин. Эти вулканические поля расположены на большой площади от Удокана и Витима, на севере через Южно-Байкальскую вулканическую область (ЮБВО) до вулканических районов Монголии (Хангай, Дариганга) **[1–5; и др.]**. Небольшие проявления вулканитов отмечены в центральной части Дауро-Хэнтейского свода. В среднем течении р. Буркал в устье р. Харчевка (правый приток р. Буркал) располагается лавовое плато. Здесь породы залегают на поверхности 100-метровой террасы, образуя протяженный поток, разобщенный на ряд полей **[6]**. Вулканиты представлены черными и темно-серыми базальтоидами с вкрапленниками оливина и глубинными включениями. Для исследования нами были отобраны образцы из массивных вулканитов без глубинных включений, сложенные порфировыми и афировыми разностями. Порфировая структура, как будет показано ниже, большей частью вызвана наличием ксенокристов оливина и в меньшей – фенокристов пироксена и оливина. Структура основной массы интерсертальная. Основная масса сложена мелкими зернами оливина (0.2×0.3 мм), пироксена (менее 0.4 мм), тонкими лейстами плагиоклаза (длиной до 0.1 мм) и микрокристами апатита ≈0.02 мм. Следует отметить, что породы насыщены рудными минералами.

Были проведены микрозондовые исследования минералов. Выяснено, что вкрапленники оливина представлены двумя разновидностями – Ol 1 и Ol 2. Ol 1 имеет максимальную магнезиальность $\geq Fo_{90\text{-}91}$. Такая магнезиальность характерна для оливинов из перидотитовых ксенолитов, поэтому мы интерпретируем Ol 1 как остатки дезинтегрированных мантийных ксенолитов. Наличие резорбированных краев свидетельствует о взаимодействии с базальтовым расплавом. Ol 2 имеет более низкую магнезиальность, которая составляет ≈0.84 в центральной части. Как правило, эти вкрапленники идиоморфны. Вероятнее всего, это «родные, базальтовые» фенокристы. Оливин основной массы (Ol 3) представлен мелкими зернами с невысокой магнезиальностью ($Fo_{79\text{-}74}$). Пироксены относятся к авгиту с переходом в краевых частях в эгирин-авгит и представлены крупными вкрапленниками и мелкими зернами в основной массе. В крупных вкрапленниках наблюдается зональность. Она выражается в уменьшении содержания MgO от центра к краевой части (от 14 до 10 мас. %) и увеличении оксидов натрия (0.66–0.90 мас. %) и титана (1.64–5.07 мас. %). Мелкие зерна основной массы характеризуются повышенным содержанием натрия, алюминия, титана, и их состав близок к составу краевых частей вкрапленников. Таким образом, так же как для оливинов, нами выявлены две генерации. Алюмосиликаты представлены тонкими лейстами плагиоклаза (олигоклаза) основной массы и калиевым полевым шпатом, лейцитом и нефелином в интерстициях. Из оксидов обнаружены и проанализированы титаномагнетиты, единичные зерна ильменита и хромшпинели. Титаномагнетиты и ильмениты относятся к типичным минералам основных пород. Хромшпинель представлена двумя разновидностями, одна из них – зональным зерном с высоким содержанием хрома, алюминия, магния и низким титаном в центре. От центра к краю зерна резко понижается содержание хрома, алюминия, магния и возрастает количество железа и, особенно, титана. Вероятнее всего, это реликт вкрапленника из мантийного ксенолита. Вторая разновидность хромшпинели характеризуется высокими концентрациями железа и титана, низкими – хрома и алюминия. Эту разновидность хромшпинели можно отнести к ряду хромит-ульвошпинель. Апатит представлен мелкими иголочками фторапатита. Остаточное стекло представлено обводненным нефелиновым твердым раствором.

Породы низкокремниевые, максимальное содержание SiO_2=42.93 мас. %, и высокомагнезиальные – 10.57–16.04 мас. % MgO. Сумма щелочей меняется от 4.50 до 6.50 мас. %. На TAS-диаграмме точки составов пород попадают в поле щелочных пикробазальтов. Наряду со щелочной спецификой (Na_2O+K_2O=5.19–6.61 мас. %), изученные базальтоиды имеют повышенные концентрации HFSE (Nb, Ta), РЗЭ. Значения индикаторных редкоэлементных отношений составляют (Ba/Nb – 5.97–7.01; Nb/Zr – 0.28–0.33), что достаточно хорошо соответствует таковым в базальтах океанических островов.

Нами были определены P-T условия начальных этапов кристаллизации базальтоидных расплавов вулканического плато устья р. Харчевка. Полученные расчетные данные показали, что температуры кристаллизации и давления равновесия $Fo_{0.85}$ составляют: T=1282–1250 °C, а P=15.4–13.9 кбар. Для центральных частей вкрапленников пироксенов с составом Wo – 46.40, En – 41.02, Fs – 9.36 температура определена в 1168–1136 °C, а давление 8.26–8.12 кбар.

Проведенные исследования показали, что щелочные пикробазальты Дауро-Хэнтейского хребта по своим геохимическим характеристикам сопоставимы с вулканитами ЮБВО и несколько отличаются от OIB относительно пониженными содержаниями Ba, Th, La и Sr. Определены параметры формирования магм в диапазоне температур 1468–1476 °C и давления 31.8–32.8 кбар. Показано, что образование исходных магм происходило на глубине 90–100 км в условиях астеносферной мантии. При быстром движении расплава вверх были захвачены мантийные ксенолиты. В условиях снижения температуры и давления первой ликвидусной фазой кристаллизовались крупные идиоморфные зерна фенокристов Ol 2 при температуре 1282–1250 °C и давлении 15.4–13.9 кбар на границе литосферной мантии и коры. При дальнейшем подъеме началась кристаллизация фенокристов пироксенов. Далее в условиях массовой кристаллизации образовывались оливины (Ol 3) и пироксены второй генерации. Здесь же, вероятно, происходила кристаллизация части окиснорудных минералов. Застывание остаточного расплава в приповерхностных условиях привело к формированию щелочных алюмосиликатов: плагиоклаза, КПШ, нефелина и лейцита. Наличие стекла предполагает последнюю стадию кристаллизации в приповерхностных условиях. Основным условием формирования щелочной пикробазальтовой магмы являлась глубина магмообразования. Расплавы формировались в результате подъема мантийного плюма.

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.

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

[2] *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А.* Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии // Геотектоника. 2009. № 5. С. 3–24.

[3] *Киселев А.И., Медведев М.Е., Головко Г.А.* Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 197 с.

[4] *Логачев Н.А.* История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–406.

[5] *Буслов М.М.* Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Европейской коллизий // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 9. С. 1245–1255.

[6] *Костяков Н.П., Краснов В.П., Уфимцев Г.Ф., Янковский В.М.* Кайнозойские базальты юга Центрального Забайкалья // Известия Забайкальского отделения Географического общества СССР. 1969. Т. 5. Вып. 1. С. 11–17.

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

2018. Выпуск 16. С. 185–187

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И ТИПЫ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОНГОЛИИ

Ю.Б. Миронов

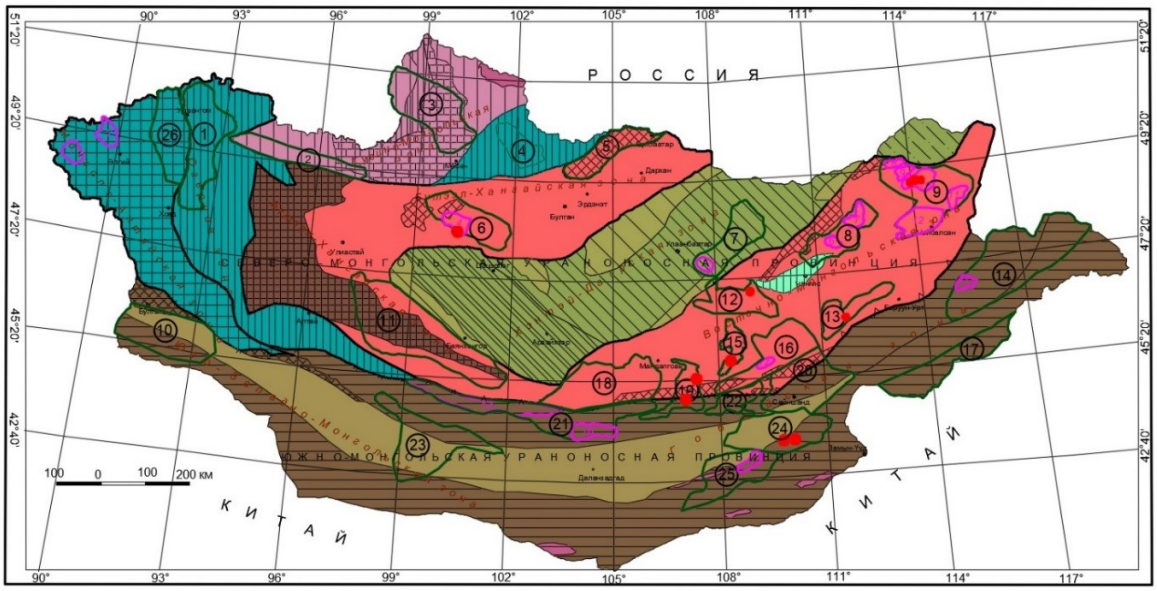
Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Yuri_Mironov@vsegei.ru)

Изучение связей геодинамики и процессов рудогенеза является актуальной проблемой урановой металлогении. Месторождения урана встречаются в разнообразных геодинамических обстановках. Вместе с тем урановое оруденение отсутствует в структурах, не сопряженных во времени и пространстве с зонами субдукции, в срединно-океанических хребтах и в пределах пассивных окраин континентов. Крупные месторождения урана не встречаются в энсиматических островных дугах **[1]**.

С позиций геосинклинальной концепции промышленные месторождения урана отсутствуют в древних эвгеосинклиналях и молодых геосинклинальных системах, не имеющих орогенного завершения. Подобный стиль тектоногенеза соответствовал длительному субдуцированию, что могло приводить к формированию геохимических неоднородностей в астеносфере, в том числе обогащенных ураном флюидов. Их поступление к земной поверхности связано только с синсубдукционным или чаще с коллизионным орогенезом. Во всех случаях эндогенное урановое оруденение является составной частью региональной металлогенической зональности, характерной для конвергентных границ литосферных плит **[3]**.

В целях металлогенического районирования на уран территории Монголии на основе анализа взаимоотношений геологических и рудных формаций были определены ведущие геодинамические обстановки формирования уранового оруденения.

В настоящее время в Монголии выделяются две крупные металлогенические провинции: Северо-Монгольская и Южно-Монгольская. В пределах каждой провинции выделяются металлогенические области, пояса, зоны, районы и другие минерагенические таксоны (рисунок). Северо-Монгольская провинция охватывает складчатые структуры, сформированные на месте Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов, а также Гарган-Хубсугульский, Байдрагский, Тарбагатайский древние блоки и Среднегобийское и Керуленское поднятия карельского, байкальского и гренвильского возраста, расположенные в их пределах. Южно-Монгольская металлогеническая провинция включает складчатые структуры, сформированные на месте Неоазиатского океана и океана Палеотетис. Между этими структурами располагались Южно-Гобийский и Нухэтдабанско-Улястайский кристаллические массивы гренвильского возраста. Урановорудные области, зоны и районы выделяются как в пределах складчатых структур, так и в более древних массивах. Так, в Северо-Монгольской провинции выделяются Тувино-Монгольская, Озерно-Эгингольская, Хэнтий-Даурская, Восточно-Монгольская и Бутээл-Хангайская урановорудные зоны. Каждая зона в выделенных структурах связана с определенной геодинамической обстановкой. Ведущими обстановками, благоприятными для уранового оруденения на севере Монголии, являются: активные континентальные окраины, которые характеризуются известково-щелочным магматизмом с повышенным содержанием калия и кремнезема, дифференцированными вулканитами базальт-андезитового ряда и тыльные зоны островных дуг, которые маркируются щелочно-бимодальными вулканитами, ассоциирующими с гипабисальными субщелочными гранитоидами **[2]**. Ведущее значение при этом имеет юго-восточная часть Центрально-Монгольского массива – Северо-Монгольская урановорудная провинция, которая характеризуется существенной переработкой корово-мантийного вещества в позднем палеозое – мезозое. Вероятно, это происходило под влиянием субдукционно-аккреционных процессов Монголо-Охотской океанической плиты. В Восточной Монголии в позднем палеозое (P_{2-3}) и мезозое (T_3-J_1 и J_{2-3}) происходило трехкратное проявление субщелочного магматизма в обстановке активной континентальной окраины. В процессе тектономагматических явлений на начальном этапе наблюдалось частичное плавление литосферы, которое привело к образованию магмы



Урановорудные провинции (а), зоны (б)

Граница урановорудных районов

Граница урановорудного узла

Месторождения урана

③ Урановорудные районы;1-Озерный, 2-Хан Хухийский , 3-Хубсугульский 4-Эгийнгольский, 5-Бутэлинский, 6-Чулуутский, 7-Жанчивланский, 8- Бэрхинский, 9-Северо-Чойбалсанский, 10-Баруунхурайский, 11-Баянхонгорский, 12-Шибэ, 13-Удзийтский, 14-Мадатинский, 15-Чойринский, 16-Бор Ундурский, 17- Нухутдабанский, 18-Среднегобийский, 19-Хайрханский, 20-Мандалобинский, 21-Мандалобинский, 22-Ундуршилинский, 23-Нэмэгтинский, 24-Зуунбаянский, 25-Айлский, 26-Цаганшивэтинский.

14 Урановорудные узлы; 1-Ташант-Дэлунский, 2-Харус-Улаатский, 3-Хубсугульский, 4-Чулуутский, 5-Жанчивланский, 6-Батноровский, 7-Улзий-Сайхануульский, 8-Угтамский, 9-Тургенский, 10-Дорнодский, 11-Энгэр-Шандский, 12-Суманнуурский, 13-Ошиннуур-Онгигольский, 14-Хонгорский, 15-Тамсагский, 16-Мушгайхудагский, 17-Айльский

Схема металлогенического районирования Монголии на уран (Г. Жамсрандорж, Ю. Миронов, 2018). Геодинамическая основа разработана Ж. Бямба **[2].**

известково-щелочного состава. В ходе внедрения магма обогащалась калием и кремнеземом, а также вольфрамом, оловом, молибденом, ураном, золотом, свинцом, цинком и другими элементами. Процессы дальнейшего преобразования корово-мантийной смеси постепенно затухали к концу юры, когда аккреционные явления Монголо-Охотского океана в Северо-Восточной Монголии завершились, что привело к уменьшению мощности земной коры и образованию аномально легкой мантии. Эти деструктивные процессы сопровождались излияниями рифтогенных щелочно-бимодальных базальтоидов. Отдельные поля их развития занимают значительные площади **[2]**.

В соответствии с классификацией урановых месторождений Международного агентства атомной энергии (МАГАТЭ), известные урановые объекты Монголии разделены на следующие типы:

- Песчаниковые месторождения. В состав этой группы включаются гидрогенные месторождения, образованные в терригенных отложениях тафрогенных впадин Восточной Монголии и эпиплатформенных отложениях Южной Монголии, связанные процессами пластового и поверхностного окисления и вторичного восстановления. Примерами таких месторождений являются Хараат, Хайрхан, Гурвансайхан, Улзийт, Дулаан Уул, Зоовч Овоо и др.
- Месторождения, связанные с вулканитами. Этот тип месторождений российскими геологами понимается как гидротермальные месторождения фтор-молибден-урановой формации. Согласно классификации МАГАТЭ, эти месторождения связаны с базальт-риолитовым вулканизмом в ВТС (Дорнотское, Гурванбулагское, Нэмэр и др.) активных континентальных окраин.
- Месторождения, связанные с гранитами. К этим объектам принадлежат рудопроявления урана, локализованные в лейкогранитах коллизионных областей Хэнтея, Хангая, Восточной Монголии и Алтая.

• Месторождения, связанные с интрузивами. К ним относятся урановые объекты, приуроченные к анатектическим и глубинным интрузиям, такие как месторождение Россинг (Намибия). В качестве возможных примеров к ним принадлежат ураноносные пегматоиды Бутээлийн Нуруу, Хубсугула и Алтая, сформировавшиеся в орогенных массивах.

• Месторождения, связанные с метасоматитами. Известные проявления урана Холбоо Майхан, Алаг-Эрденэ и др. относятся к объектам калиевого метасоматоза. Метасоматиты образованы в хорошо проницаемых метаморфизованных породах докембрийского возраста и связаны с зонами катаклаза и дробления.

• Месторождения, связанные с лигнитами и углями. Впервые этот тип был установлен в мезозойских урансодержащих углях на месторождениях Чойбалсан, Шив- Обо, Эрэн I и II, Жаргалант нуур в рифтогенных впадинах.

• Месторождения, связанные с фосфоритами. Проявления этого типа известны в связи с пластовыми фосфоритами в Прихубсугулье, сформировавшимися в морских условиях.

• Месторождения, связанные с черными сланцами. В протерозойских и венд-кембрийских отложениях Прихубсугулья, Эрээндаваа, Баянхонгор и других древних структурах известны поля развития осадочных пород, обогащенные ураном, ванадием и молибденом. Повышенные содержания урана приурочены к участкам кремнистых, кремнисто-углеродистых и ванадий-фосфорсодержащих сланцев, сформировавшихся в тыльных частях задуговых бассейнов.

Количественная оценка ураноносности территории Монголии впервые была выполнена в 1991 году **[3]**. Общие запасы урана Монголии по состоянию на 01.01.2018 г. составляют 151139 тыс. тонн. Общие прогнозные ресурсы (P1+P2+P3) – 1064 тыс. тонн **[2]**.

Установленные закономерности размещения урановых месторождений в различных геодинамических обстановках будут использованы при практической реализации минерагенического потенциала Монголии.

[1] *Абрамович И.И.* Металлогения. М.: Геокарт-Геос, 2010. 327 с.

[2] *Бямба Ж., Миронов Ю.Б., Жамсрандорж Г.* Геодинамика и металлогения урана Монголии. Улан-Батор, 2018. 575 с.

[3] *Миронов Ю.Б.* Металлогения урана восточной части Центрально-Азиатского подвижного пояса: Дис. … докт. геол.-мин. наук. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 380 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2018. Выпуск 16. С. 188–189

НАЧАЛО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ИРКУТСКОМ УГОЛЬНОМ БАССЕЙНЕ

Е.А. Михеева[1], Е.И. Демонтерова[1], А.В. Блинов[2], М.Н. Рубцова[1]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, mikheeva@crust.irk.ru
[2] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, belor_cool@mail.ru

Иркутский угольный бассейн находится на юге Сибирской платформы и простирается примерно на 520–540 км вдоль хр. Восточный Саян. В настоящее время для отложений бассейна действует региональная стратиграфическая шкала, по которой выделены черемховская (плинсбах – начало тоара), присаянская (тоар – аален) и кудинская (условно аален) свиты **[1]**. В юго-восточной части бассейна, в пределах Ангаро-Котинской межгорной впадины, выделены: дабатская, тальцинская и котовская свиты, считающиеся аналогами черемховской, присаянской и кудинской свит, соответственно **[1]**. Ранее нами были получены геохимические, изотопно-геохимические (Sm-Nd) и геохронологические данные по породам присаянской и кудинской свит, а также их аналогов в Ангаро-Котинской зоне **[2, 3]**. Комплекс полученных данных показал, что при формировании изученных свит в Иркутском угольном бассейне увеличилась доля забайкальского источника сноса по сравнению с источником сноса Сибирской платформы, что указывает на рост гор в Забайкалье и реорганизацию речной сети в средней юре. Из самой древней, заларинской, подсвиты методом SIMS продатированы акцессорные цирконы туфоизвестняка, которые показали возраст ~194.5±2.6 млн лет, т.е. осадконакопление на территории Иркутского бассейна началось в синемюре **[4]**. Для выявления условий седиментации на начальном этапе формирования Иркутского бассейна проведены геохимические исследования черемховской свиты. Аналитические исследования проводились на базе Центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск).

Черемховская свита по действующей стратиграфической шкале разделена на три пачки: пачка I (нижняя, заларинская, подсвита), пачка II (средняя, угленосная, подсвита) и пачка III (верхняя, усть-балейская, подсвита) **[1]**. Общая мощность свиты составляет до 250 м. Заларинская подсвита сложена разнозернистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и маломощными прослоями алевролитов, аргиллитов и пропластками углей. Конгломераты сложены хорошо окатанной галькой, галечный материал представлен эффузивами (кварцевыми и кварцсодержащими порфирами с крупными выделениями полевого шпата и микрозернистой кварц-полевошпатовой основной массой), гранитами, кварцитами, а также метаморфическими (кристаллические сланцы) и осадочными породами. Отложения угленосной подсвиты представлены углями, аргиллитами, алевролитами, редко – алевропесчаниками, отложения имеют серый подтон. Отложения усть-балейской подсвиты представлены серовато-желтыми кварц-полевошпатовыми и полевошпатово-кварцевыми разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углистыми прослоями незначительной мощности (до 10 см), также отмечены конгломератовые и гравелитовые прослои в основании подсвиты (Головинское и Черемховское месторождения). В прибайкальском крыле Иркутского бассейна для существенно песчаниковой усть-балейской подсвиты характерны пласты гравелитов и крупнозернистых песчаников, благодаря которым граница между угленосной и усть-балейской подсвитами выражена достаточно резко **[5]**. С учетом наличия грубозернистых пород в основании усть-балейской подсвиты и ее несогласного залегания на угленосной подсвите становится очевидным новый этап осадконакопления.

Для отложений всех трех подсвит черемховской свиты характерны невысокие значения SiO_2/Al_2O_3 (средние значения 3.6–6.6), соответствующие магматическим породам. При накоплении отложений усть-балейской подсвиты повышаются значения натриевого модуля Na_2O/Al_2O_3 (от 0.04 в заларинской и угленосной подсвитах до 0.11 в усть-балейской), что свидетельствует о невысокой степени выветривания отложений и позволяет рассматривать их в качестве осадков первого цикла. На классификационной диаграмме Херрона ($Log(SiO_2/Al_2O_3)$–$Log(Fe_2O_3/K_2O)$) отложения нижней заларинской подсвиты попадают преимущественно в поля

вакк и аркоз; отложения средней угленосной подсвиты лежат в основном в поле глинистых сланцев, а отложения верхней усть-балейской подсвиты попали в поля глинистых сланцев и вакк. На диаграммах определения состава источников сноса Тейлора-МакЛеннана ($Na_2O+K_2O–SiO_2/10–CaO+MgO$) и Бхатия ($K_2O–CaO–Na_2O$) видно, что при накоплении верхней усть-балейской подсвиты состав источника сноса сменился на среднеосновной. Следует отметить, что отложения усть-байской подсвиты на диаграммах Тейлора – МакЛеннана ($Na_2O+K_2O–SiO_2/10–CaO+MgO$) и Бхатия ($K_2O–CaO–Na_2O$) попадают в поле вышележащей присаянской свиты. Таким образом, полученные геохимические данные в комплексе с уже имевшимися литологическими исследованиями подтверждают изменение условий при накоплении усть-балейской подсвиты, и ее отложения следует считать началом нового седиментационного цикла и относить их к присаянской свите, как уже предлагалось ранее **[5, 6]**.

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] *Demonterova E.A., Ivanov A.V., Mikheeva E.A., Arzhannikova A.A., Frolov A.O., Arzhannikov S.G., Bryanskiy N.V., Pavlova L.A.* Early to Middle Jurassic history of the southern 1 Siberian continent (Transbaikalia) recorded in sediments of the Siberian Craton: Sm-Nd and U-Pb provenance study // Bulletin de la Société géologique de France. 2017. V. 188. № 8. doi:10.1051/bsgf/2017009.

[3] *Михеева Е.А., Демонтерова Е.И., Фролов А.О., Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Черкашина Т.Ю., Иванов А.В.* Смена источников сноса Иркутского угольного бассейна в течение ранней и средней юры по геохимическим и Sm-Nd изотопным данным // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 4. С. 3–25.

[4] *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.

[5] *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.

[6] *Панаев В.А.* Тектоническое развитие юга Иркутского амфитеатра в мезозое: Дис. … канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИГУ, 1968.

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

2018. Выпуск 16. С. 190–192

ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ И СОСТАВ ПОРОД ШАНГУЛЕЖСКОЙ СВИТЫ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ В РАЙОНЕ УВАТСКОГО ПОДНЯТИЯ (ПРИСАЯНЬЕ)

З.Л. Мотова[1], Т.В. Донская[1], Д.П. Гладкочуб[1], А.В. Шацилло[2], С.В. Рудько[2], В.Б. Хубанов[3], И.К. Константинов[1]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, motova@crust.irk.ru
[2] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com
[3] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, khubanov@mail.ru

Позднедокембрийские осадочные толщи карагасской серии Саяно-Байкало-Патомского пояса исследовались авторским коллективом на протяжении многих лет **[1–4 и др.]**. В составе карагасской серии выделяются три свиты: шангулежская, тагульская и ипситская. На основании проведенных исследований были сделаны выводы о том, что терригенные отложения карагасской серии представлены осадками первого цикла седиментации и по своему составу отвечают аркозам **[1–4 и др.]**. Анализ отношений редких и рассеянных элементов, наряду с петрохимическими и петрографическими особенностями этих пород, свидетельствует в пользу того, что в области источника сноса карагасской серии преобладали магматические породы кислого состава. Возрасты детритовых цирконов, полученные в трех различных лабораториях мира (Университет наук о Земле, Пекин, Китай; Корпорация Apatite to Zircon, Айдахо, США; и ГИН СО РАН, Улан-Удэ, Россия) по семи образцам пород из всех трех свит карагасской серии, позволили сделать вывод о том, что породы карагасской серии образовались за счет разрушения архей-раннепротерозойских пород южной окраины Сибирского кратона. При этом основные возрастные пики соответствуют возрасту гранитоидов саянского комплекса, широко распространенных в пределах Присаянского краевого выступа. Аналогичные результаты изучения детритовых цирконов из терригенных отложений карагасской серии были получены и другими научными коллективами **[5]**.

До настоящего времени возраст накопления карагасской серии принимался как позднерифейский на основании находок средне- и верхнерифейских строматолитов и микрофитолитов **[6]**, а также с учетом наличия в разрезе шангулежской свиты габбро-долеритов нерсинского комплекса с возрастом ~740 млн лет **[7]**.

В 2018 г. были опубликованы новые данные Е.Н. Федерягиной с соавторами **[8]** о времени накопления и составе пород, преобладающих в области источника сноса терригенных отложений шангулежской свиты карагасской серии. Авторами цитируемой работы на основании литологических, минералогических, геохимических и изотопно-геохронологических исследований базальных горизонтов шангулежской свиты, изученных в верховьях р. Уват, были сделаны выводы о вулкано-кластической природе терригенных отложений шангулежской свиты, связанной с проявлениями щелочного магматизма 640–630 млн лет назад. Такие противоречивые выводы поставили под сомнение результаты многолетних исследований нескольких научных коллективов и потребовали проведения дополнительных геолого-структурных, петрографических, петрохимических и изотопно-геохронологических исследований, с целью подтвердить или опровергнуть «парадоксальные» данные, опубликованные в статье **[8]**.

На основании детальных геолого-структурных исследований, проведенных летом 2018 г. и опубликованных в **[9]**, породы «карагасского облика» в пределах Уватского поднятия были установлены в коренном обнажении, расположенном на левом берегу р. Гарет. Результаты петрографических, петрохимических и изотопно-геохронологических исследований пород из этого обнажения приведены в данной работе.

Породы шангулежской свиты из коренного обнажения, расположенного на левом берегу р. Гарет, на ГГК-200/2 (лист N-47-IX) относятся к шангулежской свите и представлены гравипесчаниками, сложенными плохо отсортированным, полуокатанным (80 %), окатанным (10 %) и неокатанным (10 %) обломочным материалом. В минеральном составе преобладает

кварц (47 %), калиевые полевые шпаты (20 %) и обломки пород (30 %). Среди акцессорных минералов отмечается циркон, апатит, биотит, лейкоксен, глауконит и рудный минерал. Вторичные минералы представлены хлоритом и гидроокислами железа. Эпигенетические изменения проявлены регенерацией обломочных зерен кварца и калиевого полевого шпата (регенерационная кайма), частичной пелитизацией калиевого полевого шпата с образованием глинисто-слюдистого агрегата, а также хлоритизацией биотита.

По петрохимическому составу исследованные породы отвечают аркозам и характеризуются высокими концентрациями SiO_2 (88 мас. %) и низкими содержаниями MgO (0.25 мас. %). Кроме того, для них отмечается характерное для пород карагасской серии преобладание K_2O (3.51 мас. %) над Na_2O (0.19 мас. %).

U-Pb исследования детритовых цирконов проводились методом LA-ICP-MS в Аналитическом центре минералого-геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Инструментальные параметры приборов и методика измерений описаны в **[10]**. В ходе исследований было проанализировано 110 зерен детритовых цирконов из гравипесчаника шангулежской свиты (обр. Z18003). Конкордантные значения были получены для 70 зерен. Возраст самого молодого детритового циркона составил 1730 млн лет, самого древнего – 3491 млн лет. Максимальное количество зерен (31 зерно) образует возрастной пик на 1850 млн лет. Остальные пики отвечают значениям 2780 млн лет (14 зерен) и 3237 млн лет (22 зерна). Остальные зерна детритовых цирконов отвечают возрасту 2474 млн лет (1 зерно) и 2588 млн лет (2 зерна).

Основываясь на петрографических, литохимических и геохронологических особенностях изученных пород, можно сделать вывод о том, что породы «карагасского облика», распространенные в районе Уватского поднятия и относящиеся на ГГК-200/2 к шангулежской свите карагасской серии, аналогичны по составу и условиям образования породам карагасской серии, изученным ранее нашим и другими научными коллективами на других участках Присаянья. Что касается «парадоксальных» выводов Е.Н. Федерягиной с соавторами **[8]**, то можно предположить, что они исследовали породы, закартированные на ГГК-200/1 и ГГК-200/2 как базальные горизонты шангулежской свиты карагасской серии, но в действительности сформированные гораздо позднее отложений карагасской серии и по своему облику схожие с породами удинской свиты оселковой серии или усть-тагульской свиты мотской серии **[9]**.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 16-17-10180) и РФФИ (проект № 17-05-00021).

[1] *Мотова З.Л.* Петрографическая характеристика и возраст детритовых цирконов терригенных отложений шангулежской свиты карагасской серии (Присаянье) // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXV Всероссийской молодежной конференции (23–28 апреля 2013 г., г. Иркутск). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 24–26.

[2] *Мотова З.Л.* Литогеохимическая характеристика высококалиевых терригенных отложений шангулежской и тагульской свит карагасской серии (Присаянье) // VII Сибирская научно-практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле (с участием иностранных специалистов). Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. С. 154–155.

[3] *Мотова З.Л., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Станевич А.М., Мазукабзов А.М.* Возраст детритовых цирконов и источники вещества терригенных отложений карагасской серии (Присаянье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 13. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. С. 168–170.

[4] *Motova Z.L.* Data comparative analysis on U-Pb (LA-ISP-MS) dating of detrital zircons from the neoproterozoic clastic rocks of the Sayan-Baikal-Patom mobile belt // Interaction of Institutions of Rosnedra, Ministry of Education of Russia and the Russian Academy of Sciences in Regional Geological Studying the Russian Federation and its Continental Shelf: Proceedings of the 5th International Conference of Young Scientists and Specialists in Memory of Academician A.P. Karpinsky (February 28 – March 3, 2017). St. Petersburg: VSEGEI, 2017. P. 97–99.

[5] *Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Letnikova E.F., Huang H.-Q.* The Neoproterozoic evolution of the western Siberian Craton margin: U-PbHf isotopic records of detrital zircons from the Yenisey Ridge and the Prisayan Uplift // Precambrian Research. 2018. V. 305. P. 197–217.

[6] *Решения всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири.* Ч. 1. Новосибирск, 1983. 214 с.

[7] *Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M.* Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precambrian Research. 2006. V. 147. P. 260–278.

[8] *Федерягина Е.Н., Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И.* Минеральный состав вендской щелочной пирокластики Бирюсинского Присаянья // Вопросы естествознания. 2018. № 1 (15). С. 139–145.

[9] *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: ИЗК СО РАН, 2018. С. 286–289.

[10] *Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А.* U–Pb изотопное датирование 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)

2018. Выпуск 16. С. 193–194

НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОСТОФИОЛИТОВЫХ ПЛАГИОГРАНИТОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А.В. Орлова[1, 2], А.А. Федотова[2], А.А. Разумовский[2], Е.В. Хаин[2], О.В. Астраханцев[1]

[1] Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
[2] Москва, Геологический институт РАН, alinaorlova87@gmail.com

В восточной части Байкало-Муйского складчатого пояса выявлены породы с геохимическими характеристиками адакитов. Об этом свидетельствует состав плагиогранитов даек, секущих породы Среднемамаканского офиолитового комплекса массива **[1, 2 и др.]**, и ювенильная компонента в составе протолита этих пород (εNd(0.6)=+2.5; +4.0).

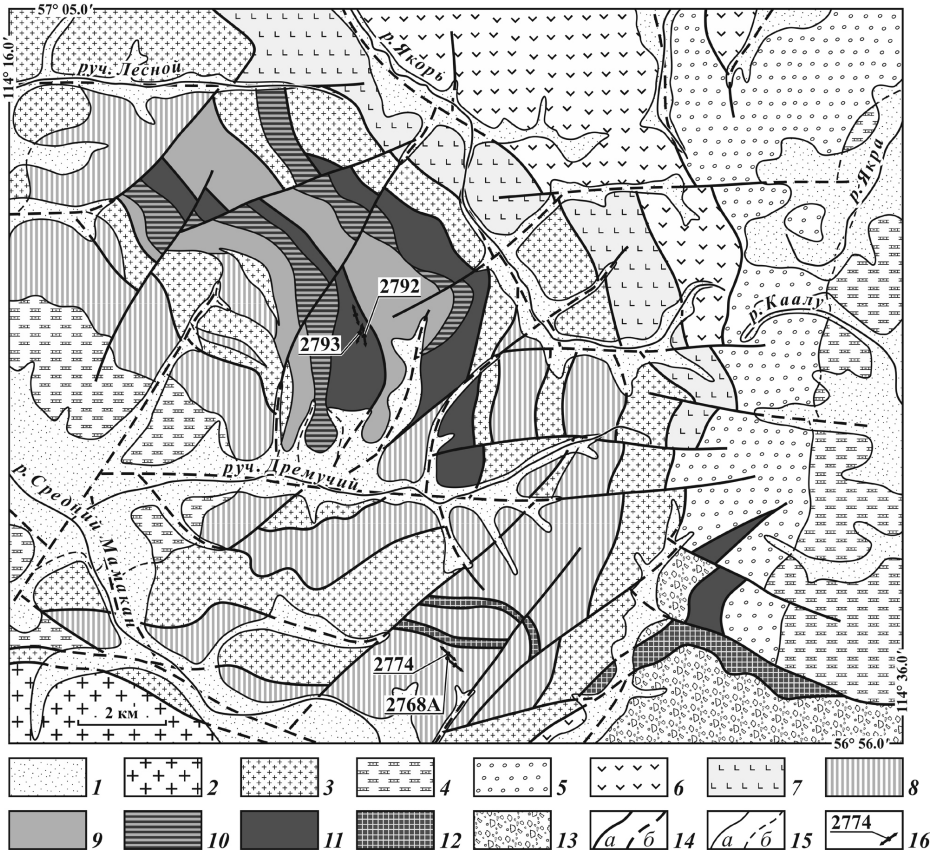


Схема геологического строения Среднемамаканского офиолитового массива. Составлена по данным [**3, 4**]. *1* – четвертичные аллювиально-пролювиальные отложения; *2* – палеозойские гранитоиды; *3* – вендские граниты, гранодиориты, диориты лесного комплекса; *4* – венд-кембрийские карбонатно-обломочные породы; *5* – рифей-вендские грубообломочные граувакки; *6* – рифей-вендская вулканогенно-осадочная Якорная серия; *7–12* – Среднемамаканская офиолитовая ассоциация: *7* – габбро-долериты, долериты (жилы и дайки), базальты, кремни, *8* – амфиболовое габбро, габбро, частично силицитизированное, *9* – габбронориты, габбро, *10* – оливиновые меланогаббро, габбронориты, габбро, *11* – верлиты, дуниты, оливиновые меланогаббро, троктолиты, *12* – дунит-гарцбургитовый комплекс; *13* – тектонический (терригенный, полимиктовый) меланж; *14* – разломные нарушения: *а* – достоверные, *б* – предполагаемые; *15* – геологические границы: *а* – достоверные, *б* – предполагаемые; *16* – жилы гранитоидов (вне масштаба), место отбора и номера проб.

Объектом исследования являлись гранитоиды дайковых тел (образцы 2792 и 2793), мощностью 35–40 м в Каралон-Мамаканской зоне восточной части Байкало-Муйского пояса, секущих дунит-пироксенит-габбровый полосчатый комплекс Среднемамаканкого массива (рисунок). Первоначальной целью исследования являлось выяснение генезиса и условий формирования этих гранитоидов относительно пород офиолитовой серии.

Гранитоиды даек, секущих породы Среднемамаканского офиолитового массива (точки отбора 2792 и 2793 на рисунке), представляют собой светло-серые среднезернистые породы, по составу отвечающие тоналитам и лейкоплагиогранитам, содержащие около 10 % биотита. Плагиограниты характеризуются содержанием Al_2O_3=14.9–18.3 мас. %, Na_2O=5.7–6.1 мас. %, K_2O=0.8–1.1 мас. %, TiO_2=0.1–0.3 мас. %. Важной геохимической особенностью исследуемых пород является высокое содержание Sr (487–679 мкг/г), низкое содержание тяжелых редкоземельных элементов, Y (ниже 3.4 мкг/г) и Yb (до 0.4 мкг/г) при концентрациях легких РЗЭ до 11 мкг/г La, соответственно Sr/Y (142–309). Такие особенности типичны для гранитоидов с геохимическими характеристиками адакитов **[5, 6]**.

Геологические соотношения пород указывают на то, что внедрение гранитоидов с геохимическими характеристиками адакитов произошло после формирования офиолитового комплекса в восточной части Байкало-Муйского складчатого пояса **[7]**.

Циркон из пробы плагиогранитов выделен в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН. Геохронологическое исследование проводилось методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии ГЕОХИ РАН. По данным изучения U-Pb изотопной системы циркона плагиогранитов одной из даек, секущих породы Среднемамаканского офиолитового массива, получена оценка возраста 632 ±3 млн лет, что согласуется с геологической ситуацией.

В лаборатории геохронологии и изотопной геохимии ГЕОХИ РАН проведено также изучение Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем гранитоидов даек. Невысокие значения первичного изотопного отношения стронция равны 0.7043, 0.7050; значения εNd(0.6) для двух образцов плагиогранитов равны +2.5 и +4.0, что отражает присутствие материала как ювенильной, так и зрелой коры в составе источника магм, либо контаминацию коровым материалом в магматической камере.

Таким образом, гранитоиды с геохимическими характеристиками адакитов, расплавы которых внедрились 632±3 млн лет назад в породы Среднемамаканского офиолитового комплекса, маркируют частичное плавление мафитового субстрата на раннем этапе формирования Байкало-Муйского складчатого пояса.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-35-00600 мол_а), Фонда развития отечественной геологии.

[1] *Dobretsov N.L., Konnikov E.G., Dobretsov N.N.* Precambrian ophiolite belts of southern Siberia, Russia, and their metallogeny // Precambrian Research. 1992. V. 58. P. 427–446.

[2] *Конников Э.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Скляров Е.В., Хаин Е.В.* Позднепротерозойская эволюция северного сегмента Палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 152–168.

[3] *Переляев В.И.* Ультрабазит-базитовые комплексы западной части Средне-Витимской горной страны: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2003. 23 с.

[4] *Станевич А.М., Переляев В.И.* К стратиграфии позднего докембрия Средневитимской горной страны // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 10. С. 1642–1652.

[5] *Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662–665.

[6] *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 implication for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. P. 1–24.

[7] *Kröner A., Fedotova A.A., Khain E.V., Razumovskiy A.A., Orlova A.V., Anosova M.O., Perelyaev V.I., Nekrasov G.E., Liu D.Y.* 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.

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

2018. Выпуск 16. С. 195–196

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА СРЕДНЕПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ЗАМЫНУУДИНСКО-ХЭГЭНШАНЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ (ЮВ МОНГОЛИЯ, СВ КИТАЙ)

Д. Отгонбаатар[1], М.М. Буслов[2], Д. Томурхуу[1]

[1] Улан-Батор, Монголия, Институт геологии и минеральных ресурсов МАН, otgonbaatar@mail.ru
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Замынуудинско-Хэгэншаньская складчатая зона (ЗХСЗ) является частью крупной системы дуга – аккреционная призма в Юго-Восточной Монголии – Северо-Восточном Китае. Геодинамическая эволюция ЗХСЗ изучалась многими исследователями **[1–8]**. Наиболее популярной моделью является последовательная аккреция отдельных островодужных террейнов и континентальных блоков **[6]**, но она не объясняет наличие в регионе крупноамплитудных взбросо-сдвиговых разломов **[9–11]**.

Нами в эволюции ЗХСЗ выделяются два этапа: аккреционно-коллизионный и постколлизионный, в каждом из которых можно выделить три фазы. На первом этапе выделяются фазы: верхнесилурийско-нижнедевонская субдукционно-аккреционная, среднедевонская сдвиговых деформаций и позднедевонско-раннекарбоновая субдукционно-аккреционная. На втором этапе выделяются фазы: позднепалеозойская плюмовая, триасовые складко- и сдвигообразования.

Аккреционно-коллизионный этап характеризует эволюцию системы дуга – аккреционный клин. В течение позднего силура – раннего девона ЗХСЗ формировалась как аккреционная призма, в состав которой входил материал верхней части океанической литосферы Палеоазиатского океана и синхронно формировались тонкослоистые осадки черносланцевой серии преддугового прогиба. В среднем – позднем девоне аккреционная тектоника постепенно трансформируется в сдвиговую. В позднем карбоне режим сдвиговой тектоники закончился обдукцией аккреционного комплекса на активную окраину, в преддуговом прогибе которой накапливались слабодеформированные позднекаменноугольные флишоиды. Постколлизионный этап характеризуется формированием внутриплитных позднепалеозойско-мезозойских образований различного генезиса. В раннем мелу произошла эксгумация среднепалеозойского офиолитового и позднепалеозойского расслоенного комплекса пород. Она совпадает с возрастом формирования «комплексов метаморфических ядер», характерных для финальной постколлизионной стадии Монголо-Охотского орогена **[12, 13]**.

Исследования выполнены в рамках планов НИР ИГМ СО РАН (0330-2016-0014) и проекта РФФИ (№ 17-05-00833).

[1] *Tomurtogoo O.* Tectonic zonation of orogenic belts in Mongolia // Scientific transaction. V. 21. P. 5–25 (in Mongolian).

[2] *Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F.* A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // Journal of Asian Earth Sciences. 2002. V. 21. P. 87–110.

[3] *Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kozlovskii A.M., Kovach V.P., Sal'nikova E.B., Kovalenko D.V., Kotov A.B., Kudryashova E.A., Lebedev V.I., Eenzhin G.* Crust-building processes in the hercynides of the Central Asian Foldbelt // Petrology. 2008. V. 16. P. 679–709.

[4] *Jian P., Liu D., Kröner A., Windley B.F., Shi Y., Zhang W., Zhang F., Miao L., Zhang L., Tomurhuu D.* Evolution of a Permian intraoceanic arc–trench system in the Solonker suture zone, Central Asian Orogenic Belt, China and Mongolia // Lithos. 2010. V. 118. P. 169–190.

[5] *Robinson P.T., Zhou M.F., Hu X.F., Reynolds P., Bai W.J., Yang J.* Geochemical constraints on the origin of the Hegenshan ophiolite, Inner Mongolia, China // Journal of Asian Earth Sciences. 1999. V. 17. P. 423–442.

[6] *Xiao W.J., Windley B.F., Hao J., Zhai M.G.* Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: termination of the Central Asian orogenic belt // Tectonics. 2003. V. 22. 1069. doi:10.1029/2002TC001484.

[7] *Miao L., Fan W., Liu D., Zhang F., Shi Y., Guo F.* Geochronology and geochemistry of the Hegenshan ophiolitic complex: Implications for late-stage tectonic evolution of the Inner Mongolia-Daxinganling Orogenic Belt, China // Journal of Asian Earth Sciences. 2008. V. 32. P. 348–370.

[8] *Jian P., Kröner A., Windley B.F., Shi Y., Zhang W., Zhang L., Zhang F.* Carboniferous and Cretaceous mafic–ultramafic massifs in Inner Mongolia (China): A SHRIMP zircon and geochemical study of the previously presumed integral "Hegenshan ophiolite" // Lithos. 2012. V. 142–143. P. 48–66.

[9] *Şengör A.M.C., Natal'in B.A.* Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // The tectonic evolution of Asia / Eds. A. Yin, M. Harrison. Cambridge: Cambridge University Press, 1996. P. 486–640.

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

[11] *Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаторд 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. 1600–1627.

[12] *Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.

[13] *Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S.* Metamorphic core complexes of the Transbaikalia: review // Geodynamics & Tectonophysics. 2011. V. 2. P. 95–125.

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

2018. Выпуск 16. С. 197–198

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СКАРНОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БУРАЛ-САРДЫК

Э.А. Очирова[1], Д.Ц. Аюржанаева[1], А.И. Непомнящих[2]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, ochirova_erzhena@inbox.ru
[2] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

На территории месторождения Бурал-Сардык, расположенного на западной окраине Гарганского континентального блока, полезные ископаемые (микрокварциты и суперкварциты) характеризуются приуроченностью к кремнисто-карбонатной толще пород иркутной свиты, возраст которой определяется как среднерифейский **[3, 4]**.

Свита сложена преимущественно карбонатными и обломочными породами, в меньшей степени – кварц-серицитовыми и серицитовыми сланцами. Они с большим перерывом в осадконакоплении, а также с угловым и метаморфическим несогласием залегают на гранито-гнейсах Гарганской глыбы **[3, 4].**

В пределах месторождения наиболее распространенными породами после кварцитов являются карбонатные породы; при этом они отличаются большей или меньшей степенью преобразованности: от окварцованных известняков и доломитов до мраморов и скарнов. Причиной такого преобразования первично-осадочной толщи могло стать внедрение гранитоидов сумсунурского комплекса, произошедшее предположительно 790 млн лет назад **[2, 4, 6–8]**.

Данная работа будет посвящена в основном изучению скарнированных пород. Однако следует отметить, что, ввиду плохой обнаженности местности возникли трудности в составлении полного разреза с переходами скарнов от области эндоконтакта к области экзоконтакта, иными словами – метасоматической колонки.

На месторождении для доломитов и известняков характерно присутствие в их составе углистого вещества, окрашивающего их в серый – темно-серый цвета. Неизмененные разновидности карбонатных пород на данной территории почти не встречаются.

В мраморах и кальцифирах (силикатных мраморах) основная масса сложена кальцитом и доломитом, в подчиненном количестве (до 3 % – в мраморах, 5–10 % – в кальцифирах) присутствуют диопсид и волластонит, из вторичных минералов наблюдаются единичные агрегаты хлорита и эпидота. Также в данных породах присутствует кварц: от немногочисленных следов (до 3–5 %) вплоть до прожилков, секущих основную массу под разными углами, мощностью до нескольких см. Окраска варьируется от темно-серого (содержат углистое вещество) до светло-серого и белого цвета. Структура тонкозернистая, текстура массивная.

Скарны в пределах месторождения встречаются в большей степени в виде прожилков и жил разной мощности (от первых мм до нескольких десятков см), залегающих в доломит-известковой толще, в основном согласно слоистости последних, однако нередки случаи, когда они секут вмещающую толщу под разными углами.

Это породы серой, светло-серой, зеленовато-серой и зеленой окраски, в основном со скрытозернистой структурой и массивной текстурой, реже встречаются разновидности с тонкозернистой структурой и массивной либо полосчатой текстурой.

Главные минералы скарнов представлены пироксенами (диопсид, волластонит, авгит), амфиболами тремолит-актинолитового ряда и магнезиальной роговой обманкой, кальцитом, доломитом, а также в небольшом количестве хлоритом, флогопитом и тальком; в некоторых пробах присутствует в значительном объеме серпентин. Среди акцессорных минералов встречаются титанит, эпидот, рутил, апатит, циркон.

Ввиду плохой обнаженности местности нами были изучены породы в зоне лишь предполагаемого контакта карбонатных пород с гранитоидами. Таким образом, в области карбонатов (зона экзоконтакта) были отмечены преимущественно пироксеновые и амфиболовые скарны, а в области, близкой к залеганию интрузивных пород (зона эндоконтакта), – частично преобразованные породы: зерна первичных минералов (плагиоклаз, КПШ) сильно корродированы и за-

мещены вторичными минералами; по ним развиваются кварц, кальцит, волластонит, диопсид, актинолит, апатит, эпидот и титанит.

По сравнению с исходными карбонатными породами в скарнах наблюдается увеличение содержания MgO, SiO_2 и Al_2O_3, а концентрация CaO, наоборот, падает, что наглядно показывает проявление Ca-Mg метасоматоза на контакте карбонатов с интрузивными породами: Ca и Mg выносятся из карбонатов, тогда как концентрация Si и Al в них растет. В данном случае Mg ведет себя инертно, накапливаясь в локальных зонах среди карбонатных пород.

Исходя из минерального состава рассматриваемых пород, можно сделать вывод, что данные скарны образовались преимущественно в условиях зеленосланцевой фации на малых глубинах (гипабиссальный уровень), и, судя по всему, относятся к известковым скарнам **[1, 5]**. Однако относятся ли эти скарны к формации известковых скарнов, образовавшихся по доломитам и известнякам, или к известковым скарнам магнезиальноскарновой формации, образовавшимся в результате замещения магнезиальных скарнов?

В целом указанные формации имеют много общего, поскольку образуются в схожих условиях. По Л.И. Шабынину **[5]**, одним из главных отличий апомагнезиальных известковых скарнов являются сопутствующие их образованию процессы тремолитизации, серпентинизации и оталькования, не характерные для формации известковых скарнов. К тому же интенсивные процессы послемагматического замещения магнезиальных скарнов известковыми часто сопровождаются не менее интенсивными процессами изменения мраморов, прилежащих к скарнам, что выражается, в частности, полным или частичным раздоломичиванием (кальцитизацией) магнезиальных мраморов под воздействием растворов. Исходя из этого, можно сделать вывод, что на основании только данных о соотношении CaO:MgO в пограничных со скарнами мраморах нельзя судить точно о формационной принадлежности известковых скарнов **[5]**.

Таким образом, в данной работе были рассмотрены преимущественно скарны зоны экзоконтакта. Из вышесказанного следует, что скарны с месторождения Бурал-Сардык, предположительно, относятся к апомагнезиальным известковым скарнам магнезильно-скарновой формации.

[1] *Жариков В.А.* Избранные труды: в 2 т. М.: Наука, 2011. Т. 1. 400 с.

[2] *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.

[3] *Семейкин И.Н., Дольник Т.А., Титоренко Т.Н.* Циклическая стратиграфия и рудоносность рифей-палеозойских отложений Окино-Китойского района // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2007. № 4 (30). С. 46–56.

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

[5] *Шабынин Л.И.* Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов М.: Недра, 1974. 288 с.

[6] *Непомнящих А.И., Воробьев Е.И., Спиридонов А.М.* Геолого-геохимические исследования кварцевого сырья месторождения Бурал-Сардык. Научный отчет. Иркутск, 2001.

[7] *Цуцар С.Д.* Бурал-Сардыксое месторождение кварцитов для металлургии кремния и наплава кварцевого стекла, участок Северный. Отчет об оценочных и разведочных работах за 2001–2003 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.04.2003 г. 2003.

[8] *Яшин В.Н., Платов В.С., Савченко А.А.* Поиски и оценка особо чистого кварца в Окинском районе Республики Бурятия. Отчет о результатах поисковых работ на кварцевое сырье по государственному контракту № 10-ф, проведенных в 2001–2005 гг. Улан-Удэ, 2006.

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

2018. Выпуск 16. С. 199–200

De-zir-teer – ПРОГРАММА ДЛЯ БЫСТРОГО АНАЛИЗА И ФИЛЬТРОВАНИЯ U-Pb ДАННЫХ, РЕДУЦИРОВАННЫХ В GLITTER И IOLITE

В.И. Паверман[1, 2], М.Д. Буянтуев[3], А.В. Иванов[2]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, vladislav.powerman@gmail.com
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[3] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

За последние несколько десятков лет в мире опубликованы результаты датирования миллионов обломочных цирконов (ОЦ). Отсутствие глобальной базы данных возрастов ОЦ является насущной проблемой, не позволяющей быстро и эффективно анализировать собранные за десятилетия данные со всего мира. Одним из препятствий к созданию подобной общедоступной базы является отсутствие униформных подходов к обработке и публикации данных датирования.

В различных публикациях применяется ряд фильтров и алгоритмов расчетов (определение «лучшего возраста», отфильтровывание зерен с высокими степенями дискордантности или большими содержаниями нерадиогенного свинца), при этом единого подхода не существует (да и не может существовать, так как он сильно зависит от поставленной задачи).

Приведем пример. Иван заинтересован в выявлении всех основных возрастных популяций ОЦ из его образца. Допустим, в образце представлены мезозойские, палеозойские и докембрийские зерна. Кроме того, Иван хочет сравнить получившееся распределение с распределением из той же свиты, полученным другим ученым, Петром. Иван делает все возможное, чтобы не отфильтровать важные популяции, тогда как Петр был заинтересован только в самых молодых, мезозойских, зернах и его не волновали древние, по большей части дискордантные зерна. Иван использует фильтры степени дискордантности очень осторожно, тогда как Петр использовал весьма жесткие настройки. В результате ученые получили совершенно разные распределения по одному образцу.

Как избежать подобного? Ниже мы выдвигаем ряд предложений, которые, с нашей точки зрения, позволят существенно облегчить ученым задачу быстрого анализа как своих, так и чужих данных. Эти предложения, на наш взгляд, являются первым необходимым шагом в создании всемирной базы ОЦ.

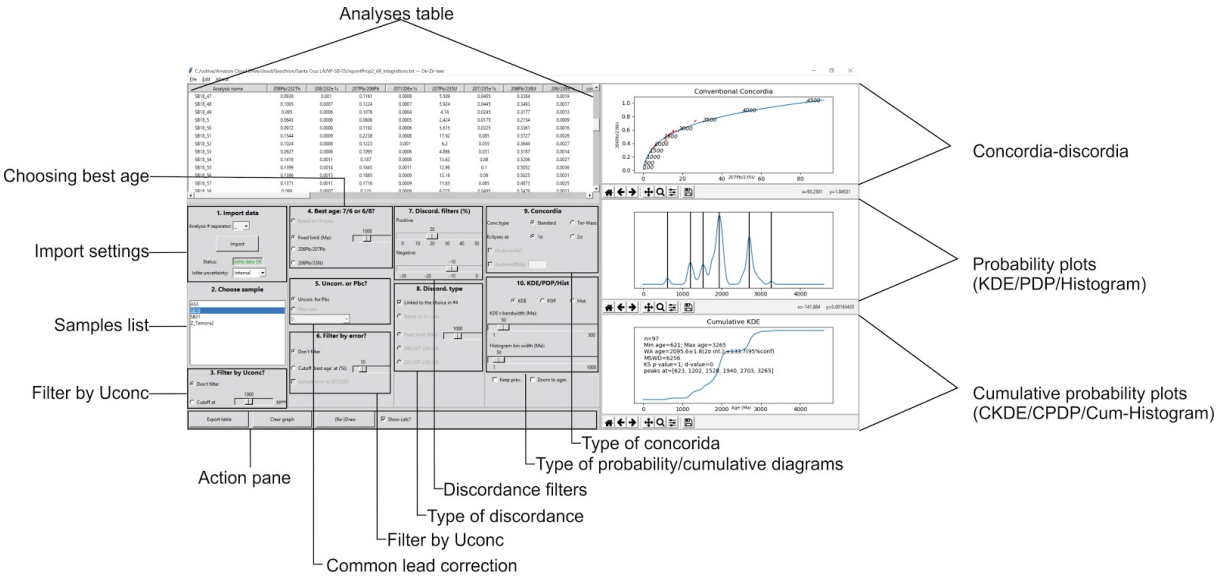


Рис. 1. Рабочая область программы De-zir-teer.

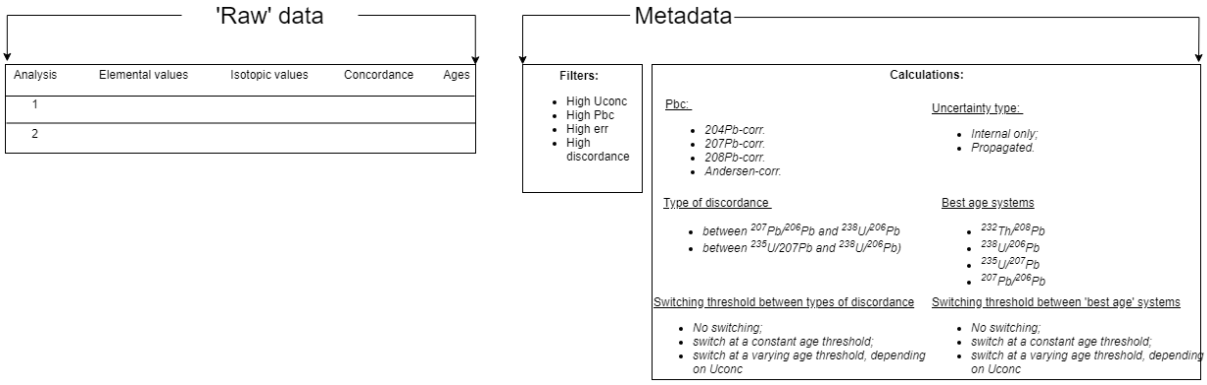


Рис. 2. Шаблон использования сырых и отфильтрованных данных и вычислений.

Также мы представляем разработанную нами программу De-zir-teer **[1]**, предназначенную для обработки редуцированных (в программах Glitter и Iolite) данных датирования ОЦ, применения к ним ряда фильтров и вычислений, визуализации результатов и их экспорта в табличный формат.

Наши предложения:

1) Использование автоматизированного инструмента De-zir-teer (рис. 1) для применения ряда фильтров и расчетных алгоритмов, отбраковывания некондиционных анализов, вычисления «лучших возрастов».

2) Публикация всех **без исключения** собранных данных (в том числе считаемых «некондиционными») и, отдельно от них, примененных в данном исследовании фильтров и расчетов (рис. 2). Данные должны публиковаться отдельно от примененных к ним методов (рис. 2), чтобы каждый ученый мог применить одинаковые фильтры и алгоритмы к своим и чужим данным.

3) Обязательная публикация табличного файла с данными (csv, xls) в качестве приложения к статье для возможного легкого извлечения данных и дальнейшей работы с ними.

[1] *Powerman V., Buyantuev M.* De-zir-teer (repository). 2018. https://doi.org/10.5281/zenodo.1412133.

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

2018. Выпуск 16. С. 201–203

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОД СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ПРИМЕРЕ УДЖИНСКОГО И ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЙ

А.М. Пасенко[1], С.В. Малышев[2]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, pasenkoal@ya.ru
[2] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет

Рифейское время является одним из ключевых этапов в геологической истории Земли. Известно, что в начале рифея начинается распад суперконтинента Колумбия (Нуна). В среднем рифее образуется суперконтинент Родиния, а уже во время позднего рифея начинается его распад.

Принято считать, что ядром Колумбии, а впоследствии и Родинии, являлся кратон Лаврентия. Однако есть мнение, что с момента формирования Колумбии до момента распада Родинии таким ядром мог быть трансдокембрийский мегаконтинент, в который входили Сибирский кратон, Лаврентия и Балтика **[1]**. В составе этого мегаконтинента Сибирский кратон соединялся, по-видимому, своей южной – юго-восточной частью (в современных координатах) с северной частью Лаврентии **[2]**.

Для тестирования этой гипотезы необходимо сравнить форму траекторий кажущейся миграции полюса (ТКМП) для кратонов, предположительно входивших в состав трансдокембрийского мегаконтинента **[3]**.

Основная цель настоящей работы состояла в получении новой палеомагнитной информации для рифея Сибирской платформы для разработки рифейского сегмента кривой кажущейся миграции полюса и дальнейшего использования этой кривой при тестировании гипотезы трансдокембрийского мегаконтинета.

Одним из наиболее интересных объектов для получения этой информации являются неметаморфизованные, практически не подвергшиеся складчатости рифейские породы Уджинского и Оленекского поднятий.

Согласно недавним представлениям, позднедокембрийские осадочные породы Уджинского поднятия формировались в течение временного промежутка от начала среднего рифея до раннего кембрия, без каких-либо значительных перерывов в осадконакоплении **[4]**.

Докембрийские толщи Уджинского поднятия подразделяются на шесть свит (от самой древней к самой молодой): улахан-курунгскую, унгуохтахскую, хапчанырскую, уджинскую. томторскую и туркутскую. Томторская и туркутская свиты представлены вендскими карбонатами и со стратиграфическим несогласием залегают на рифейской уджинской свите. Уджинская свита до недавнего времени считалась верхнерифейской на основании K-Ar датировок прорывающих ее базитовых тел (820–911 млн лет) **[4]**. Унгуохтахская свита, исходя из имевшихся K-Ar датировок эффузивных тел, содержащихся в ее нижней части, относилась к границе нижнего и среднего рифея (1320±100 млн лет) **[4]**. На основании строматолитовой корреляции Уджинская свита коррелировалась с верхней подсвитой хайпахской свиты Оленекского поднятия, возраст которой, по данным K-Ar датировок глауконита, считался верхнерифейским **[4]**.

Недавно в результате изотопных исследований верхнерифейских магматических тел Уджинского поднятия, рвущих уджинскую свиту, была получена новая Ar-Ar датировка – 1074±11 млн лет **[5]**, которая относит данный этап Уджинского магматизма на границу среднего и верхнего рифея и соответственно переносит уджинскую свиту в конец среднего рифея.

В данной работе нами будут представлены данные палеомагнитных исследований уджинской свиты, унгуохтахской свиты, рифейских интрузивных тел Уджинского поднятия, а также данные для верхней подсвиты хайпахской свиты Оленекского поднятия.

В результате проведенных исследований в алевролитах и песчаниках уджинской свиты и в строматолитовых известняках хайпахской свиты были выделены высокотемпературные характеристические компоненты намагниченности, для которых были рассчитаны соответствую-

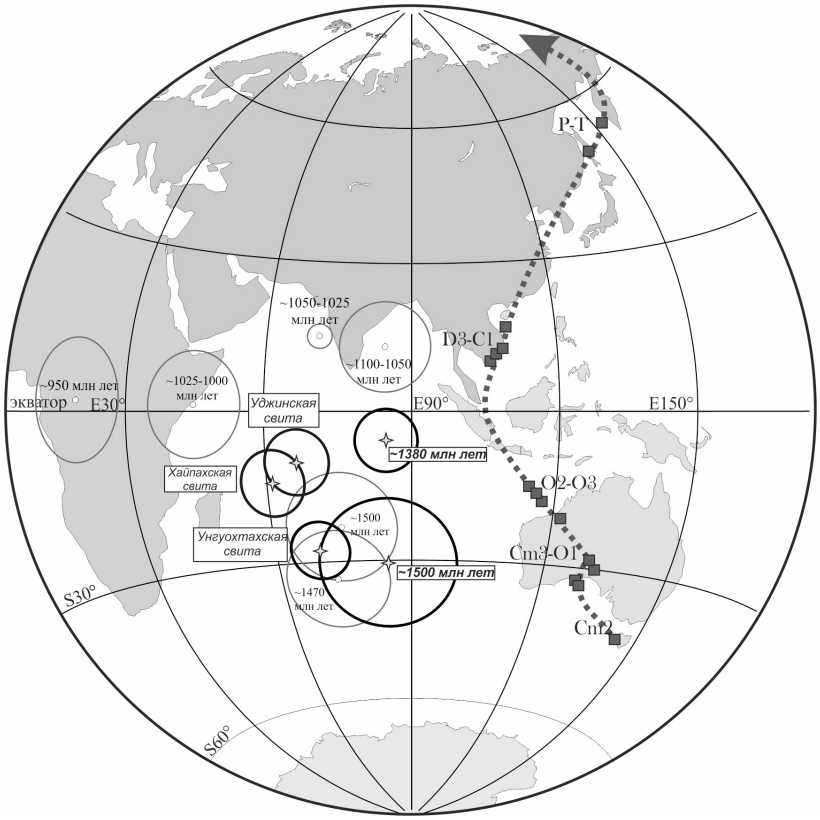


Рис. 1. Палеомагнитные полюсы для докембрия Сибирской платформы. Черные круги со звездочками – полученные нами полюсы. Серые круги – полюсы, полученные в результате работ предшественников.

щие палеомагнитные полюсы. Полученные палеомагнитные полюсы имеют следующие координаты: (уджинская свита) Ф=–9.9°; Λ=66.4°; Dp/Dm=6.6°/3.3°; B95=4.7°; (хайпахская свита) Ф=–13.9°; Λ=61.1°; Dp/Dm=9.9°/5.0°; B95=6.5° и совпадают в пределах овалов доверия (рис. 1). Последнее обстоятельство вполне определенно подтверждает ранее высказывавшееся мнение о том, что эти свиты имеют близкий возраст.

По независимым изотопным данным (Rb-Sr), возраст хайпахской свиты составляет 1172±12 млн лет **[6]**. В то же время, в связи с особенностями Rb-Sr системы нельзя исключить, что приведенные цифры дают только верхнее ограничение для времени формирования этой свиты. На территории Уджинского поднятия группа магматических тел рвет отложения уджинской свиты. По неопубликованным изотопным данным (U-Pb) возраст этих интрузий составляет ~1380 млн лет. Исходя из вышесказанного, возраст уджинской и хайпахской свит сверху ограничивается временным уровнем 1380 млн лет, что свидетельствует о их нижнерифейском возрасте этих свит.

В результате палеомагнитных исследований туфов, туфоконгломератов и алевролитов унгуохтахской свиты в изученных породах были выделены характеристические компоненты намагниченности, направления которых имеют биполярное распределение (тест обращения положительный), что свидетельствует о первичности выделенных компонент намагниченности. Полюс, полученный по унгуохтахской свите, имеет координаты: Ф=–27.6°; Λ=69.8°; Dp/Dm= =6.3°/3.4°; B95=4.6°.

В ходе проведенных работ также были выполнены палеомагнитные исследования магматических тел Уджинского поднятия, в результате которых было выявлено две разновозрастные группы интрузий. Эти данные подтверждают результаты геохимических исследований, проведенных в этом районе ранее **[5]**.

Палеомагнитый полюс для интрузивных тел первой фазы магматизма имеет координаты N=4, Ф=–30.6°; Λ=84.6°; Dp/Dm=18.0°/9.8°; B95=13.3°. Данный полюс с учетом овала доверия совпадает с палеомагнитным полюсом вулканогенной унгуохтахской свиты, а также полюсами 1470–1500 млн лет, полученным по интрузиям Анабарского щита и Оленекского поднятия (рис. 1). Таким образом, можно ограничить возраст унгуохтахской свиты и интрузий первой фазы – 1470–1500 млн лет.

Для интрузивных тел второй фазы внедрения (в том числе для Большой Уджинской дайки) палеомагнитный полюс имеет координаты N=5 Ф=–5.7°; Λ=84.9°; Dp/Dm=8.7°/4.6°;

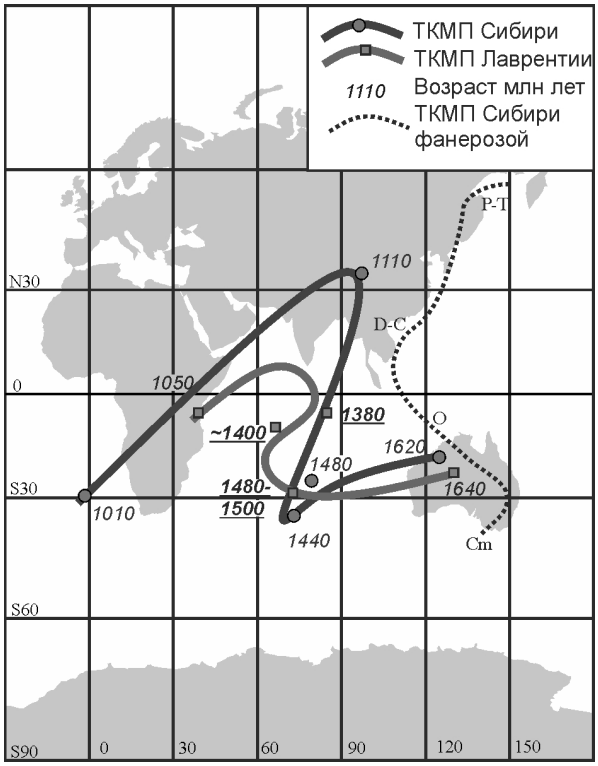


Рис. 2. Сравнение ТКМП Сибири и Лаврентии в раннем – среднем рифее. ТКМП построена без применения сплайна.

B95=6.3°. Данный палеомагнитный полюс совпадает с полюсом, полученным по Чиэркой дайке (Анабарский щит, U-Pb возраст 1384±2 Ma) **[7]** (рис. 1). Таким образом, можно обозначить возраст второй фазы уджинского магматизма как ~1380 млн лет.

В результате проведенных палеомагнитных исследований докембрийских пород Уджинского и Оленекского поднятий были получены палеомагнитные полюсы для Сибирской платформы для возраста 1470–1500 млн лет, ~1380 млн лет, а также для уджинского времени, отвечающего временному отрезку, лежащему внутри интервала, ограниченного этими цифрами (рис. 1).

На основе полученных полюсов авторами предлагается новая версия нижнесреднерифейского сегмента ТКМП Сибирской платформы. Сравнение полученного сегмента с аналогичным участком ТКМП Лаврентии показывает, что на временном интервале 1640–1010 млн лет Сибирская платформа и Лаврентия испытывали схожие перемещения, и, возможно, существовали в составе единой литосферной плиты (рис. 2).

Таким образом, новые палеомагнитные данные свидетельствуют в пользу версии о существовании трансдокембрийского суперконтинента в интервале 1640–1010 млн лет.

Работа выполнена при поддержке Правительства РФ (проект № 14.Z50.31.0017).

[1] *Condie K.C.* Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions // Tectonophysics. 2000. V. 322. P. 153–162.

[2] *Gladkochub D., Pisarevsky S., Donskaya T., Natapov L., Mazukabzov A., Stanevich A., Sklyarov E.* The Siberian Craton and its evolution in terms of the Rodinia hypothesis // Episodes. 2006. V. 29. P. 169–174.

[3] *McElhinny M.W.* Palaeomagnetism and plate tectonics. Cambridge: Cambridge University Press, 1973. 358 p.

[4] *Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 213 с.

[5] *Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Травин А.В., Мазукабзов А.М., Константинов К.М., Юдин Д.С., Корнилова Т.А.* Уджинский мезопротерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микрофитологии // ДАН. 2009. Т. 425. №. 5. С. 371–377.

[6] *Зайцева Т.С., Горохов И.М., Семихатов М.А., Ивановская Т.А., Кузнецов А.Б., Доржиева О.В.* Rb-Sr и K-Ar возраст глобулярных слоистых силикатов и биостратиграфия рифейских отложений Оленекского поднятия, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 6. С. 3–29.

[7] *Evans D.A., Veselovsky R.V., Petrov P.Y., Shatsillo A.V., Pavlov V.E.* Paleomagnetism of Mesoproterozoic margins of the Anabar Shield: A hypothesized billion-year partnership of Siberia and northern Laurentia // Precambrian Research. 2016. V. 281. P. 639–655.

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

2018. Выпуск 16. С. 204–205

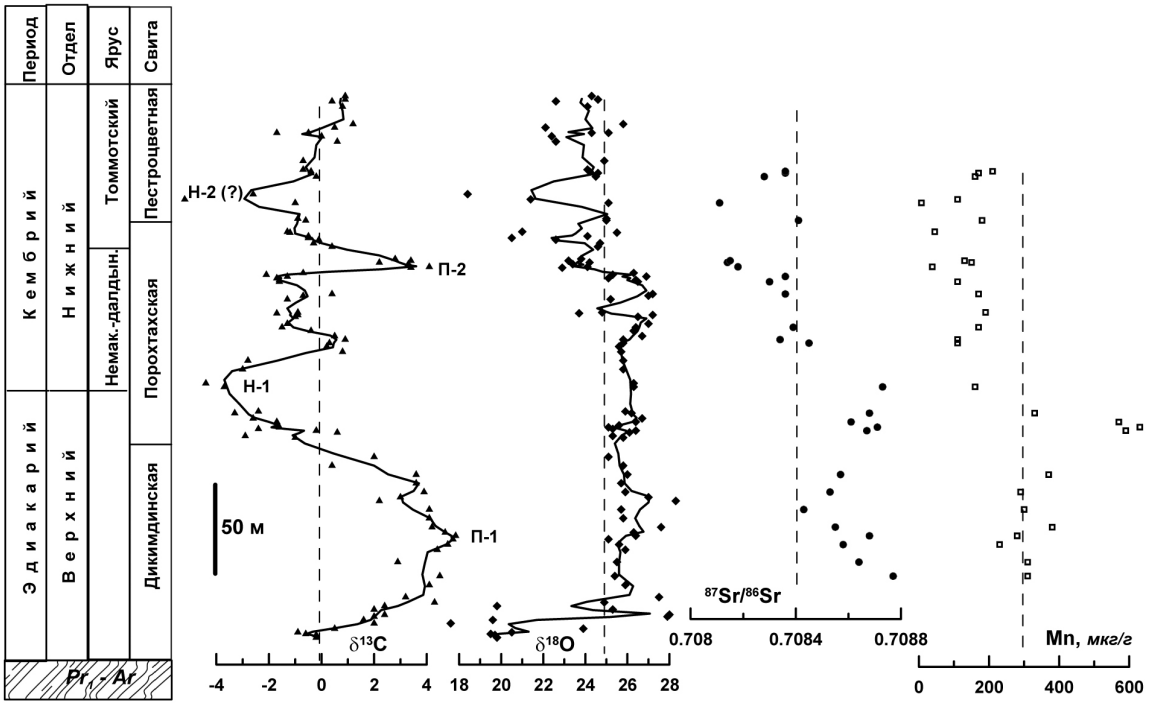
ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ И ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ ПЕРЕХОДНЫХ ТОЛЩ ОТ ЭДИАКАРИЯ К КЕМБРИЮ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ АЛДАНСКОГО ЩИТА (р. ОЛЕКМА)

Б.Г. Покровский, М.И. Буякайте, О.Л. Петров

Москва, Геологический институт РАН, pokrov@ginras.ru

В среднем течении р. Олекма располагается разрез позднедокембрийских и ранне-кембрийских отложений, который является важным связующим звеном между патомским комплексом на западе и толбинским комплексом на востоке. Ввиду обедненности фауной его стратиграфическое расчленение и геохронология неоднократно пересматривались. В первую очередь это касается самой нижней дикимдинской свиты, которая несогласно залегает на раннедокембрийском кристаллическом фундаменте. Одними авторами **[1]** она выделялась как подсвита толбинской свиты и относилась к юдомию, другими **[2]** выделялась в ранге серии и относилась к среднему рифею. Перекрывающая дикимдинскую (по **[1]** – без существенного перерыва, по **[2]** – с резким стратиграфическим несогласием) порохтахская свита обычно относится к юдомию, а вышележащая пестроцветная (юедейская) свита – к нижнему кембрию. Изотопные данные позволяют существенно скорректировать геохронологию олекминского разреза и дают основание утверждать, что он наиболее полно и непрерывно представляет на Сибирской платформе интервал от позднего эдиакария до раннего кембрия.

В карбонатном материале красноцветных песчаников и алевролитов базальной пачки дикимдинской свиты установлены отрицательные значения $\delta^{13}C$ (0…–1 ‰), хемостратиграфическая интерпретация которых проблематична ввиду малых содержаний карбоната (<5 %) и низких значений $\delta^{18}O$ (рисунок). Доломиты, слагающие верхнюю ~65-метровую пачку дикимдинской свиты, характеризуются типичными для позднего эдиакария отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$=



Вариации изотопного состава C, O, Sr и содержаний Mn в карбонатах разреза р. Олекма. Линии на графиках $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ – скользящие средние с шагом 3.

=0.70843–0.70877 и аномально высокими значениями $\delta^{13}C$ (3.6±1.2 ‰), позволяющими предположить, что она является стратиграфическим аналогом формации деньин (Dengying) в Южном Китае, начало формирования которой датируется возрастом 548–550 млн лет **[3]**. В доломитах сералахской пачки (подсвиты), слагающей нижнюю часть порохтахской свиты, значения $\delta^{13}C$ быстро уменьшаются от ~0 до –4.5 ‰, а затем волнообразно увеличиваются, достигая максимальной $\delta^{13}C$=4.1 ‰ в 8–10 м ниже подошвы пестроцветной свиты.

Значения $\delta^{18}O$ (рисунок) в доломитах дикимдинской и порохтахской свит, за исключением самого верха последней, весьма однообразны ($\delta^{18}O_{сред.}$=26.0±1.2 ‰) и не дают оснований связывать изотопно-углеродные экскурсы с постседиментационными процессами. Отрицательный экскурс (Н-1), очевидно, маркирует основание немакит-далдынского яруса и в настоящее время обычно обозначается аббревиатурой «BACE» «Базальный углеродный экскурс»; впервые он был установлен на границе кембрия и докембрия более 25 лет назад на севере Сибирской платформы **[4]** и назван «Предманыкайским». Глобальное распространение имеет также положительный эксурс (П-2), располагающийся в разрезах Сибирской платформы вблизи основания томмотского яруса, а в международной шкале маркирующий основание Stage 2. Отрицательный выброс $\delta^{13}C$ в мергелях нижней части пестроцветной свиты коррелируется с аналогичным выбросом $\delta^{18}O$ и связан, вероятно, с эпигенетическими процессами.

Несмотря на доминирование в разрезе доломитов с низким содержанием Sr (60±30 мкг/г), «первичные» отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в бассейне седиментации восстанавливаются достаточно уверенно. В дикимдинской свите, с учетом ошибки, мы оцениваем их значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$= =0.7084–0.7085. Увеличение $^{87}Sr/^{86}Sr$ до 0.7086–0.7087 в сералахской пачке, содержащей ангидрит и каверны с самородной серой, по-видимому, связано с постседиментационными изменениями. В доломитах немакит-далдынской части порохтахской свиты отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ вновь уменьшается до 0.70836–0.70845, а в томмотской части порохтахской свиты и нижней подсвите пестроцветной свиты – до 0.70803–0.70818. Быстрое уменьшение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в интервале от позднего эдиакария к раннему кембрию можно было бы объяснить изоляцией бассейна седиментации, однако оно обнаружено и в удаленных разрезах, вследствие чего требует геодинамического или палеоклиматического объяснения.

Интересной особенностью Олекминского разреза является резкое уменьшение содержаний Fe и Mn в 2–3 раза (соответственно от ~3800 и ~300 мкг до ~2000 и ~130 мкг/г) на границе эдиакария и кембрия (на уровне Н-1), по-видимому, связанное с улучшением вентиляции бассейна седиментации или океана в целом.

[1] *Опорные разрезы отложений кембрия и докембрия Сибирской платформы*. М.: Наука, 1972. 356 с.

[2] *Бобров А.К.* Стратиграфия и палеогеография отложений верхнего докембрия Южной Якутии. Якутск: Якутское книжное изд-во, 1979. 128 с.

[3] *Zhu M., Zhang J., Yang A.* Integrated Ediacaran (Sinian) chronostratigraphy of South China // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. V. 254. P. 7–61.

[4] *Покровский Б.Г., Миссаржевский В.В.* Изотопная корреляция пограничных толщ докембрия и кембрия Сибирской платформы // ДАН. 1993. Т. 329. № 6. С. 768–771.

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

2018. Выпуск 16. С. 206–208

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ ПО ДАННЫМ U-PB-HF ИЗОТОПНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ

Н.С. Прияткина[1, 2], А.К. Худолей[1]

[1] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, akhudoley@gmail.com

[2] Newcastle, Australia, University of Newcastle, NSW Institute of Frontiers Geoscience, nadezda.priyatkina@uon.edu.au

Неопротерозойская континентальная кора западного обрамления Сибирского кратона (СК) обнажается в составе Енисейского кряжа и восточной части Алтае-Саянского складчатого пояса, где распространены магматические и метаморфические комплексы с возрастом 950–630 млн лет **[1–3]**. Несмотря на достаточно хорошую изученность данных комплексов, их взаимоотношения с окраиной СК остаются до конца неясными. Так, например, существуют реконструкции, иллюстрирующие процессы, происходившие на западной окраине кратона в неопротерозое, как повторную аккрецию террейнов, сформировавшихся возле окраины СК **[4]**, но вместе с тем и альтернативные модели, предполагающие присутствие в составе орогена экзотических террейнов **[5, 6]** либо формирование складчатого пояса Енисейского кряжа в результате коллизии с экзотическим континентом в конце мезопротерозоя, с последующим рифтогенезом, приведшим к раскрытию океанического бассейна атлантического типа в середине неопротерозоя **[7]**.

В последние годы целый ряд исследований указывает на перспективность решения подобных задач при помощи детритовой геохронологии с одновременным использованием данных об изотопном составе Hf в цирконе **[**например**, 8]**. В том случае, если неопротерозойские островодужные террейны, находящиеся в составе западного обрамления СК, сформировались при субдукции океанической коры под западную окраину СК, осадочные толщи, сформировавшиеся после орогенеза, могут содержать неопротерозойские цирконы и только древние цирконы, характерные для древних толщ окраины СК, а значения εHf (T) для неопротерозойских цирконов должны становиться более положительными при уменьшении возраста, в соответствии с постепенным утонением коры по мере омоложения орогена, как в современных аккреционных системах западно-тихоокеанского типа. В случае участия в строении орогена каких-либо экзотических относительно сибирского фундамента блоков, древняя часть спектра распределения возрастов обломочных цирконов в осадочных толщах, сформировавшихся после образования орогена, ожидаемо будет отличной от спектра распределения возрастов обломочных цирконов из древних толщ окраины СК.

Осадочный чехол, перекрывающий архейские и палеопротерозойские комплексы западной части Сибирского кратона, подразделяется на два основных седиментационных цикла, разделенных крупным вендским несогласием, формирование которого связывается с надвиганием неопротерозойского орогена на окраину СК **[1]**. Соответственно для выявления возраста обломочного материала, характеризующего западную часть фундамента Сибирского кратона, нами были проанализированы песчаники ниже поверхности несогласия, принадлежащие каменской и нижнетунгусикской сериям Туруханского поднятия, а также сухопитской серии Енисейского кряжа **[9]** и карагасской серии Бирюсинского Присаянья **[10]**, а характеристика возраста и изотопного состава неопротерозойского складчатого сооружения была произведена на основании анализа обломочных цирконов из венд-кембрийских песчаников, залегающих выше поверхности главного несогласия и принадлежащих оселковой серии и мотской свите Присаянского прогиба, и тасеевской серии Тасеевского прогиба Енийсейского кряжа **[10]**.

Анализ незрелых разностей песчаников ниже поверхности несогласия показал, что в них наиболее распространены (1) цирконы с возрастом 2.65–2.55 млрд лет в северо-западной части кратона и с возрастом 3.40–2.65 млрд лет в юго-западной части кратона, а также (2) палеопротерозойские зерна с возрастом 1.90–1.85 млрд лет. Данный результат хорошо согласуется с

опубликованными данными о возрасте древнейших магматических и метаморфических комплексов юго-западной части кратона, а также дает новую информацию о возрасте погребенных частей фундамента на северо-западе СК. Так же локально, в районе юга Енисейского кряжа, в отложениях сухопитской серии отмечаются экзотические мезопротерозойские зерна цирконов, однако их происхождение связывается нами исключительно с магматическими комплексами кратона Лаврентия, северная часть которого соприкасалась в мезопротерозое и раннем неопротерозое с южной окраиной Сибирского кратона **[11]**.

В вендско-кембрийских отложениях Присаянского прогиба преобладают популяции обломочных цирконов с возрастом 3.0–2.5 млрд лет, 2.2–1.8 млрд лет и 0.95–0.65 млрд лет, а в отложениях тасеевской серии распространены цирконы с возрастом 2.7–2.5 млрд лет, 2.00–1.75 млрд лет и 0.95–0.57 млрд лет. Значения ~εHf (T) от –10 до +14 для неопротерозойских цирконов указывают на формирование родоначальных магм при смешении ювенильного и относительно древнего корового источника в обстановке островодужного магматизма.

Сравнение популяций обломочных цирконов, распространенных в песчаниках, сформировавшихся до надвигания неопротерозойских комплексов на западную окраину Сибирского кратона и после этого события, указывает на отсутствие признаков участия экзотического докембрийского фундамента в составе неопротерозойского обрамления западной части Сибирского кратона. При этом общий тренд изменения изотопного состава Hf в неопротерозойских **[10]** и раннепалеозойских цирконах **[12]** западной окраины СП в сторону более ювенильных значений соответствует таковым в современных аккреционных системах западно-тихоокеанского типа **[13]**, где островные дуги формируются на локальном, «автохтонном» континентальном основании верхней плиты.

Таким образом, на основании полученных результатов можно предположить, что неопротерозойское складчатое сооружение в обрамлении СК сформировалось за счет переработки субдуцирующей океанической коры и рециклирования более древней коры западной окраины СК в ходе продолжительной субдукции океанической коры под западную окраину СК.

Работа выполнена при поддержке the University of Newcastle PhD scholarship, Australian Research Council Discovery Project (ARC DP120104004 to WJ Collins), гранта СПбГУ# 3.38.137.2014 и проекта НИР № 03300-2016-0015.

[1] *Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К.* Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 502–519.

[2] *Ножкин А.Д.* Докембрий юго-западной окраины Сибирского кратона // Известия Томского политехнического. университета. Науки о Земле. 2009. Т. 314. № 1. С. 5–16.

[3] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Yakovleva S.Z.* Neoproterozoic accretion-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.

[4] *Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.* Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 883–899.

[5] *Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V.* The Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogeny, or reworked margin of the Siberian craton // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 115. P. 419–441.

[6] *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.

[7] *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.

[8] *Linnemann U., Gerdes A., Hofmann M., Marko L.* The Cadomian Orogen: Neoproterozoic to Early Cambrian crustal growth and orogenic zoning along the periphery of the West African Craton – Constraints from U-Pb zircon ages and Hf isotopes (Schwarzburg Antiform, Germany) // Precambrian Research. 2014. V. 244. P. 236–278.

[9] *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.

[10] *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.

[11] *Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I.* U–Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia–Siberia connection // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 164. P. 409–420.

[12] *Chen M., Sun M., Buslov M.M., Cai K., Zhao G., Zheng J., 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.

[13] *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.

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

2018. Выпуск 16. С. 209–210

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И ВОЗРАСТЕ ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ

Н.С. Прияткина[1, 2], А.К. Худолей[1], Р.Э. Эрнст[3, 4]

[1] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, akhudoley@gmail.com
[2] Newcastle, Australia, University of Newcastle, NSW Institute of Frontiers Geoscience, nadezda.priyatkina@uon.edu.au
[3] Ottawa, Ontario, Canada, Carleton University Department of Earth Sciences, Richard.Ernst@ErnstGeosciences.com
[4] Томск, Томский государственный университет, геолого-географический факультет

Сибирский кратон (СК), третий по величине кратон в мире, является также крупнейшей докембрийской тектонической единицей Азии. Фундамент СК достоверно включает в себя магматические и метаморфические комплексы архейского и палеопротерозойского возраста, однако в связи с тем, что его большая часть погребена под осадочным чехлом мощностью до 12 км, многие аспекты его строения и эволюции остаются непознанными. Так, например, существует несколько возможных интерпретаций строения фундамента СК, представляющих собой экстраполяции изотопных датировок из обнаженных участков на основе геофизических (преимущественно аэромагнитных) данных. Наиболее известны три из них **[1–3]**, существенно отличающиеся друг от друга. Другой проблемой является определение возраста погребенных террейнов СК. Ранее уже предпринимались попытки охарактеризовать возраст таких погребенных участков фундамента на основе Nd модельного возраста метаморфических и осадочных комплексов, перекрывающих фундамент **[4]**, однако интерпретация этих данных не всегда однозначна.

Альтернативным методом установления возраста и изотопных характеристик погребенных участков коры является изучение популяций цирконов из рифейских осадочных бассейнов, перекрывающих комплексы фундамента в разных областях СК. В течение нескольких лет нами проводились исследования обломочных цирконов из рифейских песчаников, среди которых обнаруживались незрелые разности, включающие идиоморфные, слабоокатанные цирконы, позволившие охарактеризовать близлежащие источники сноса, недоступные для прямого изучения **[5–8]**. Новые данные позволяют приблизительно локализовать некоторые участки древней коры в составе СК, характеризующиеся специфическим возрастом и изотопным составом.

На основе анализа популяций цирконов из Восточно-Анабарского бассейна установлено, что в северо-восточной части кратона распространены магматические комплексы с возрастом 2.9 млрд лет, 2.7 млрд лет и 2.15–1.95 млрд лет **[6, 9]**, причем палеопротерозойская популяция цирконов включает более древнюю группу зерен с возрастом 2.15–2.00 млрд лет, характеризующихся положительными εHf (T), а также более молодую группу зерен с возрастом 2.0–1.9 млрд лет, характеризующихся εHf (T) в широком диапазоне – от +10 до –25 **[7]**. Схожие по возрасту и изотопному составу популяции цирконов характеризуют рифейские толщи юго-восточной части СК в районе хребта Сетте-Дабан.

Характер спектров распределения возрастов обломочных цирконов в рифейских отложениях западной части СК совсем иной. Вдоль западной окраины СК повсеместно отмечается присутствие основной популяции цирконов с возрастом 1.9–1.8 млрд лет, характеризующихся εHf (T) от +10 до –10. Архейские популяции цирконов различны для северо-западной и юго-западной части кратона: в рифейских отложениях Туруханского поднятия обнаруживается исключительно популяция с возрастом 2.65–2.50 млрд лет **[6]** и εHf (T) от +5 до –5, в то время как для отложений карагасской серии Бирюсинского Присаянья характерен широкий спектр значений возраста архейских зерен – от 3.4 до 2.7 млрд лет **[8]**.

Полученные предварительные результаты (1) свидетельствуют о возможном единстве палеопротерозойской коры вдоль восточной окраины СК, (2) подтверждают идею существова-

ния единого палеопротерозойского складчатого пояса вдоль западной окраины СК **[2]**, (3) указывают на наличие крупного погребенного участка коры с возрастом 2.65–2.50 млрд лет в северо-западной части СК. Кроме того, на основании компиляции опубликованных данных по рифейским отложениям в районах Анабарского щита и Северного Прибайкалья и ряда других геологических данных мы предполагаем, что узкий террейн, протягивающийся в меридиональном направлении в центральной части СК, ранее интерпретировавшийся как Маганский террейн архейского возраста **[2]**, может представлять собой складчатый пояс палеопротерозойского возраста.

Работа выполнена при поддержке the University of Newcastle PhD scholarship, ARC DP 120104004 to WJ Collins, и мегагранта 14.Y26.31.0012 правительства РФ.

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

[2] *Rosen O., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.* Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // Archean crustal evolution. Developments in Precambrian geology. V. 11. Elsevier, 1994. P. 411–459.

[3] *Smelov A.P., Timofeev V.F.* The age of the North Asian cratonic basement: An overview // Gondwana Research. 2007. V. 12. P. 279–288.

[4] *Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др.* Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 394–408.

[5] *Khudoley A.K., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopiev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Li A., Chipley D.* Proterozoic supercontinental restorations: constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // Precambrian Research. 2015. V. 259. P. 78–94.

[6] *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.

[7] *Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Zastrozhnov D., Ershova V., Chambarlain K., Proskurnin V., Shatsillo A.* 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. 1632–1656.

[8] *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.

[9] *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. Т. 23. № 3. С. 13–29.

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

2018. Выпуск 16. С. 211–213

ЭКЗОКОНТАКТОВЫЕ ДИНАМОТЕРМАЛЬНЫЕ ОРЕОЛЫ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА: ВРЕМЯ И УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО АНДЕРПЛЕЙТИНГА

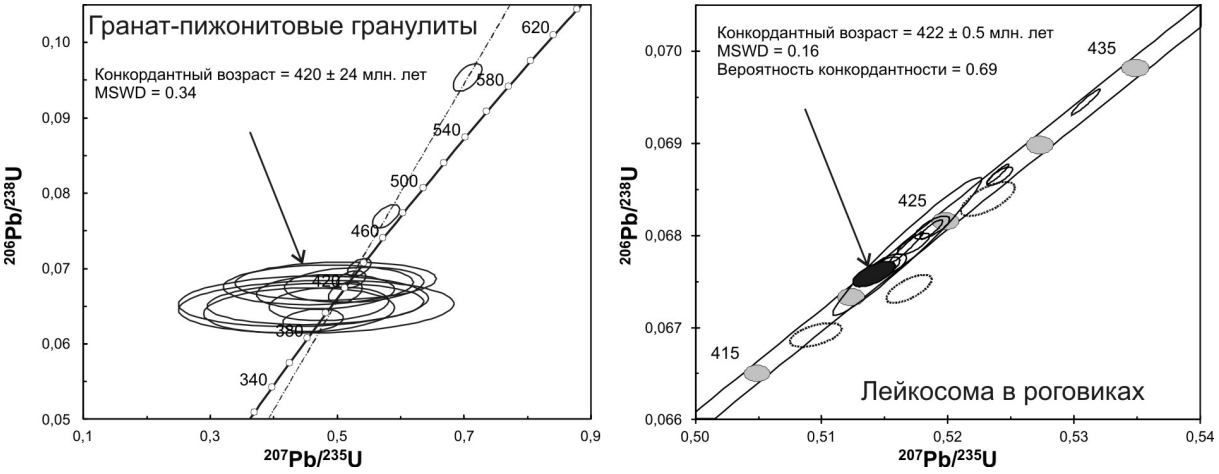
Е.В. Пушкарев[1], И.А. Готтман[1], Й. Краузе[2], А.П. Бирюзова[1]

[1] Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО РАН, pushkarev@igg.uran.ru
[2] Freiberg, Helmholtz-Zentrum Dresden-Rossendorf, joachim.krause@hzdr.de

На Урале дунит-клинопироксенит-габбровые массивы входят в состав так называемого Платиноносного пояса, который является крупнейшей в мире структурой, где развиты комплексы урало-аляскинского типа **[3, 4, 6]**. Существенно меньшие по размерам и более молодые по возрасту пояса расположены в Юго-Восточной Аляске и Британской Колумбии **[10]**. Интрузии урало-аляскинского типа известны в Корякии, на Камчатке, в Австралии, Египте, Колумбии и в других регионах. По составу ультраосновных пород и сопутствующей им платиновой минерализации к комплексам урало-аляскинского типа можно относить массивы Кондер, Инагли и другие, расположенные на Сибирской платформе **[2, 4, 7]**. На Урале габбро-гипербазитовые массивы Платиноносного пояса залегают в окружении вулканогенных и осадочно-вулканогенных комплексов Тагильской островодужной зоны, развитие которой происходило с силура по девон включительно **[8].**

Характерной геологической особенностью большинства дунит-клинопироксенит-габбровых интрузий является наличие высокотемпературных экзоконтактовых динамотермальных ореолов (ДТО), сложенных породами разного состава. На Урале до недавнего времени считалось, что P-T параметры метаморфизма этих пород соответствуют фации пироксеновых роговиков (*гранулиты умеренного и низкого давления по А.А. Ефимову*), которые в дальнейшем при остывании и появлении воды в системе трансформировались в ретроградные амфибол-плагиоклазовые породы, получившие название кытлымитов. Предполагалось также, что субстратом для этих роговиков послужили вулканогенно-осадочные породы Тагильской зоны. Однако при проведении геологического изучения ДТО было установлено отсутствие градиентных зон между ними и окружающими слабометаморфизованными породами. Более того, во всех известных случаях экзоконтактовые породы ДТО отделены от пород окружения зонами «холодных» тектонических нарушений. Литологический набор и состав пород ДТО заметно отличается от состава пород Тагильской зоны. Экзоконтактовые метаморфические породы испытали интенсивные высокотемпературные пластические деформации, стиль и ориентировка которых аналогичны деформациям в ультраосновных породах. Эти данные позволили А.А. Ефимову рассматривать ДТО как аллохтонный метаморфический комплекс, образовавшийся в глубинной зоне по породам палеозойской коры, который был интегрирован и эксгумирован вместе с габбро-гипербазитовыми блоками **[3, 4].** Такой подход открывает широкие возможности для независимой оценки времени внедрения дунит-клинопироксенит-габбровых интрузий, что часто вызывает затруднения из-за сложностей датирования ультраосновных пород изотопными методами. Кроме того, разнообразная литология метаморфических пород ДТО облегчает определения P-T параметров их интеграции с магматическими породами габбро-гипербазитовых комплексов и делает возможной интерпретацию геодинамических условий такой интеграции.

При изучении ДТО в Кытлымском, Светлоборском, Нижнетагильском и Тагило-Баранчинском массивах Платиноносного пояса и в восточно-хабарнинском дунит-клинопироксенит-габбровом комплексе (ВХК) в Сакмарской зоне на Южном Урале было установлено, что в их состав, помимо преобладающих метабазитов, входят карбонатные породы, метапелиты, метатерригенные породы, богатые кварцем, полевыми шпатами и графитом, высокомарганцевые породы, а также метаморфизованные ультрабазиты. Среди экзоконтактовых пород Светлоборского массива были установлены гранат-пижонитовые гранулиты с необычайно высокой железистостью f=0.80–0.87. Температура равновесия трехпироксеновой ассоциации в этих породах соответствует 800–850 °C, а давление – 6–7 кбар. Двупироксеновые гранулиты, пироксеновые



Уран-свинцовые изотопные диаграммы с конкордией для цирконов из гранат-пижонитовых гранулитов из экзоконтактового ореола Светлоборского дунит-клинопироксенитового массива (слева) и цирконов из гранитной лейкосомы в пироксеновых роговиках хребта Катышор в Кытлымском массиве Платиноносного пояса Урала (справа).

кварциты, кордиеритовые гранатиты и другие породы гранулитовой фации были установлены в экзоконтактовом ореоле восточно-хабарнинского комплекса на Южном Урале. Температура образования этих пород соответствует 650–750 °С, а давление – 5–7 кбар. Таким образом, можно утверждать, что интеграция магматических пород дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов с осадочными и вулканогенными породами происходила при условиях гранулитовой фации на глубинах 20–25 км.

Изотопный состав кислорода в кварце, полевых шпатах, пироксенах и гранатах из метаморфических пород в обрамлении ВХК обогащен тяжелым изотопом и соответствует интервалу +9…+18 ‰ $\delta^{18}O_{SMOW}$ **[1]**, отражая терригенно-осадочную природу субстрата. На осадочную или смешанную осадочно-вулканогенную природу субстрата указывают петрохимические особенности метаморфических пород ДТО. Так, составы многих пород располагаются на петрохимических диаграммах на линии смешения, соединяющей составы вулканитов и чистого кварца. Крайне неоднородный, микститовый характер ДТО может свидетельствовать о том, что они являются продуктом метаморфизма отложений аккреционной призмы, метаморфизованной в условиях гранулитовой фации. Соответствует ли этот метаморфизм региональному фону или он связан с положительной термальной аномалией, возникающей при внедрении дунит-клинопироксенит-габбровых интрузий, – вопрос остается открытым. Поскольку термальное и динамическое влияние магматических пород однозначно имело место, вполне вероятна комбинация этих факторов.

Уран-свинцовым датированием цирконов из гранат-пижонитовых гранулитов и ассоциированных с ними гнейсов кислого состава из экзоконтактового ореола Светлоборского дунит-клинопироксенитового массива методом SHRIMP (ЦИИ ВСЕГЕИ) было установлено, что они соответствуют позднесилурийскому возрасту 427–420 млн лет (рисунок). Светло-желтые, прозрачные цирконы второй популяции из гранулитов соответствуют раннему девону с возрастом 415 млн лет. Высокоурановые цирконы из гранитной лейкосомы в пироксеновых роговиках основного состава, изученных на хребте Катышор в Кытлымском массиве Платиноносного пояса методом ID-TIMS, дали конкордантные значения возраста главного кластера 422 млн лет (рисунок). Разброс остальных точек, лежащих на конкордии, ограничен интервалом 428–418 млн лет, что не противоречит верхнесилурийскому возрасту преобладающей группы цирконов. Аналогичный возраст был получен при датировании экзоконтактовых амфиболитов Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового массива **[5]**. Sm-Nd датирование апогранулитовых пироксен-гранатовых амфиболитов в экзоконтакте восточно-хабарнинского мафит-ультрамафитового комплекса на Южном Урале позволило определить их раннедевонский возраст 415 млн лет **[9]**.

Полученные данные позволяют предположить, что внедрение дунит-клинопироксенит-габбровых интрузий происходило на Урале в основание островодужного сооружения на рубеже позднего силура и раннего девона и приводило к интеграции магматических и осадочно-вул-

каногенных комплексов или комплексов аккреционной призмы, погруженных в зону субдукции. Магматический андерплейтинг провоцировал подъем температуры и создавал благоприятные условия для реализации гранулитового метаморфизма в относительно узких зонах локализации магматических комплексов. Впоследствии происходила совместная эксгумация интегрированных комплексов магматических и метаморфических пород в твердопластичном состоянии, что привело к образованию у них общего плана высокотемпературных деформаций и формированию динамотермальных ореолов, которые мы наблюдаем у многих дунит-клинопироксенит-габбровых массивов на Урале.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00202).

[1] *Бирюзова А.П.* Первые данные по геохимии изотопов кислорода в метаморфических и магматических породах Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале // Литосфера. 2006. № 3. С. 178–183.

[2] *Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива* / Ред. Ю.А. Косыгин, В.С. Приходько. М.: Наука, 1994. 176 с.

[3] *Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.

[4] *Ефимов А.А.* Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала // Литосфера. 2010. № 5. С. 134–153.

[5] *Иванов К.С., Наставко Е.В.* Новые данные о возрасте Тагильского комплекса Платиноносного пояса Урала // Литосфера. 2014. № 6. С. 77–87.

[6] *Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 488 с.

[7] *Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов* / Ред. Н.П. Лаверова. М.: Наука, 1994. 381 с.

[8] *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолигрфСервис, 2010. 280 с.

[9] *Пушкарев Е.В., Серов П.А., Бирюзова А.П.* Изотопные Sm-Nd данные о раннедевонском возрасте динамометаморфизма в основании офиолитовых аллохтонов в Сакмарской зоне Южного Урала // ДАН. 2007. Т. 413. № 2. С. 224–228.

[10] *Himmelberg G.R., Loney R.A.* Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska. Reston: United States Geological Survey Professional Paper 1564. Washington: United States Government Printing Office, 1995. 47 p.

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

2018. Выпуск 16. С. 214–216

ЭВОЛЮЦИЯ И ИСТОЧНИКИ ВУЛКАНИЗМА САХАЛИН-ХОККАЙДО-ЯПОНОМОРСКОЙ ЗОНЫ ТРАНСТЕНСИИ

С.В. Рассказов[1, 2], И.С. Чувашова[1, 2], Т.А. Ясныгина[1], Е.В. Саранина[1], А.В. Дегтерев[3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, rassk@crust.irk.ru
[2] Иркутск, Иркутский государственный университет
[3] Южно-Сахалинск, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН

В зоне перехода океан – континент на востоке Азии тектонические и магматические события выстраиваются в единую последовательность начиная со среднего эоцена. В южной части Корейского полуострова (во впадине Гийонгсанг) лавовые потоки и дайки андезибазальтового состава датированы K–Ar методом возрастным интервалом среднего эоцена 46–44 млн лет (эпизод К–3 **[6]**). В задуговой транстенсионной области базальтовый вулканизм сопровождал начало окраинно-континентального рифтогенеза на рубеже среднего и позднего эоцена, 38–37 млн лет назад, по крайней мере, в четырех районах: в центральной и северной части Восточного Сихотэ-Алиня, на юге о-ва Сахалин, в зоне Окусири Японского моря и в Юго-Западном Приморье. По пространственному распределению даек в Северо-Восточном Хонсю обозначались этапы тектонических деформаций **[7]**: 1) континентальной дуги – 32–25 млн лет назад, 2) растяжения коры – 25–13 млн лет назад, 3) переходной обстановки – 13–4 млн лет назад и 4) сокращения коры – последние 4 млн лет. Однако эти деформационные этапы не были привязаны к процессам межплитного взаимодействия.

Анализ развития вулканизма Северо-Восточного Хонсю свидетельствует о существенной перестройке Япономорской подвижной системы с подготовкой субдукции на рубеже олигоцена и миоцена, около 24–21 млн лет назад, и о резкой смене пространственного положения фронтальных вулканических дуг во временном интервале с 24–21 до 16–13 млн лет назад **[4, 8 и др.]**. Субдукция Тихоокеанской плиты под Восточную Азию началась около 18 млн лет назад. В последние 8 млн лет фронтальная вулканическая дуга не меняла пространственного положения.

В работах **[4, 8]** показано резкое снижение изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ около 15 млн лет назад в тыловой области Северо-Восточного Хонсю на шкале времени. На диаграмме $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$–1000/Sr вулканические породы фронтальной зоны дуги разделились на поля надслэбового источника (С) и мантийного клина (МК). Поле С представляет собой вовлеченный в плавление материал субдуцированного слэба с низкой концентрацией стронция (повышенными значениями 1000/Sr) и его обедненным изотопным составом, а поле МК – материал с более высоким содержанием стронция и его обогащенным изотопным составом. Разделение этих полей свидетельствует о пространственной обособленности во фронтальной зоне островной дуги магматических источников из слэба и мантийного клина. Подобная обособленность сохранялась и в тыловой области. Она отражалась во временных вариациях концентраций и изотопного состава стронция.

В эволюции магматических источников мантийного клина выделяются три возрастные группы пород с последовательным снижением концентраций стронция (повышением значений 1000/Sr) в интервале 37–9 млн лет назад. Породы первой группы, возрастом 34–37 млн лет, распространены локально в зоне Окусири, расположенной в осевой части Сахалин-Хоккайдо-Япономорского сдвига непосредственно восточнее клиновидного участка новообразованной океанической коры Японского моря. Породы представляли собой материал обедненной литосферной мантии с низким изотопным отношением стронция, близким обедненному мантийному компоненту DM Южного Приморья. Породы второй группы, возрастом 30–20 млн лет, относятся к трем вулканическим эпизодам: 30–28, 25–24 и 21–20 млн лет назад. Во время первого эпизода, около 29 млн лет назад, небольшая часть лав имела также более низкую концентрацию стронция. Породы третьей группы, возрастом 18–9 млн лет, перекрывают поле МК из фронтальной зоны островной дуги. Таким образом, общая направленность эволюции источников надсубдукционного клина тыловой области дуги заключалась в смене обедненного мантийного

материала, характерного для задуговой континентальной окраины Приморья, обогащенным мантийно-коровым, подобным материалу, распространенному во фронтальной зоне дуги.

Извержение выплавок из магматических источников, производных субдуцированного слэба, имело место в тыловой области 15–6 млн лет назад. Фигуративное поле лав этого временного интервала вытягивается от поля С фронтальной зоны с понижением $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ и 1000/Sr. В последние 4.4 млн лет произошло дальнейшее смещение изотопных составов лав тыловой области с понижением $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ и 1000/Sr.

В тыловой области дуги Северо-Восточного Хонсю предполагалось действие «астеносферной инъекции» из-под слэба **[4, 8, 9]**. В отличие от плюмовой гипотезы, в которой предполагается подъем с глубин мантии обогащенного материала, горячий материал «инъекции» в континентальную окраину был, наоборот, обедненным. По палеомагнитным данным **[5]**, около 15 млн лет назад имела место фаза наиболее интенсивного спрединга коры Японского моря. Юго-Западная Япония резко развернулась относительно Северо-Восточной Японии на 30°. Если бы континентальная кора замещалась астеносферным материалом, то он должен был прежде всего представлять собой материал «астеносферной инъекции», а в дальнейшем участвовать в смешении с компонентами плавившейся мантии и коры фронтальной зоны. На самом деле, указанное смещение изотопного состава стронция лав тыловой области возрастом 15–6 млн лет, относительно лав фронтальной зоны, свидетельствует об основном вкладе в спрединг выплавок промежуточного состава.

В выплавках тыловой области последних 4.4 млн лет произошло уменьшение доли материала, свойственного слэбу фронтальной зоны. Учитывая изменение динамики Япономорской впадины (прекращение ее погружения около 10 млн лет назад и сжатие в дуге Хонсю в последние 4 млн лет **[3, 7]**), на плиоцен-четвертичном этапе в тыловой зоне следует ожидать скорее ослабления, чем усиления подпитки магматическим материалом. Смещение изотопного состава стронция финальной порции обедненного материала (последних 4.4 млн лет) может обозначать лишь изменение режима плавления надслэбовой зоны.

В целом после плавления материала надсубдукционного клина (интервал 37–16 млн лет назад) магмообразованием оказалась охвачена обширная область в тылу дуги при одновременном плавлении обогащенного материала мантийного клина и обедненного материала субдуцированного слэба (интервал 15–9 млн лет назад). Затем плавился только обедненный слэбовый материал (последние 8 млн лет), возможно, с подпиткой подслэбовыми выплавками (последние 4.4 млн лет). Изотопно-геохимические признаки магматизма обедненного типа с весьма низкими стронциевыми изотопными отношениями впервые проявились в южной части о-ва Сахалин несколько раньше, около 21 млн лет назад **[2]**.

Особенность магматизма задуговой транстенсионной области Северо-Восточного Хонсю заключается в возрастном группировании составов на вариационных диаграммах, свидетельствующем о локализации магматических очагов. Условия для смешения материала из субдукционного слэба и мантийного клина существовали под задуговой континентальной окраиной Южного Приморья. В вулканических породах этой территории выделены тренды смешения обедненного мантийного материала DM со слэбовым компонентом в лавах Находкинского вулканического поля и юго-восточной части Шкотовского **[1]**. Составы позднекайнозойских вулканических пород континентальной окраины Южного Приморья смещены от вулканических пород дуги Северо-Восточного Хонсю и ее тыловой области с относительным уменьшением значений 1000/Sr и повышением $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$.

Работы выполнены по проекту РНФ 18-77-10027.

[1] *Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А. и др.* Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 1. С. 92–109.

[2] *Рассказов С.В., Брандт И.С., Брандт С.Б. и др.* Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск: Гео, 2005. 268 с.

[3] *Jolivet L., Tamaki K., Fournier M.* Japan Sea opening history and mechanism: A synthesis // Journal of Geophysical Research. 1994. V. 99. P. 22237–22259.

[4] *Ohki J., Shuto K., Kagami H.* Middle Miocene bimodal magmatism by asthenospheric upwelling: Sr and Nd isotopic evidence from the back-arc region of the Northeast Japan arc // Geochemical Journal. 1994. V. 28. P. 473–487.

[5] *Otofuji Y-I.* Large tectonic movement of the Japan Arc in Late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: review and synthesis // The Island Arc. 1996. V. 5. P. 229–249.

[6] *Pouclet A., Lee J-S., Vidal P. et al.* Cretaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin // Volcanism associated with extension at consuming plate margins / Ed. J.L. Smellie. Geological Society, London, Special Publication. 1995. V. 81. P. 169–191.
[7] *Sato H.* The relationship between Late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan // Journal of Geophysical Research. 1994. V. 99. P. 22261–22274.
[8] *Shuto K., Ohki J., Kagami H. et al.* The relationships between drastic changes in Sr isotope ratios of magma sources beneath the NE Japan arc and the spreading of the Japan Sea back-arc basin // Mineralogy and Petrology. 1993. V. 49. P. 71–90.
[9] *Tatsumi Y., Koyaguchi T.* An absarokite from a phlogopite lherzolite source // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1989. V. 102. P. 34–40.

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

2018. Выпуск 16. С. 217–219

U/Pb ДАТИРОВАНИЕ (LA-ICP-MS) ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОСНОВАНИЯ РАЗРЕЗА СТРАТОТИПА НИЖНЕГО РИФЕЯ (БАШКИРСКОЕ ПОДНЯТИЕ, ЮЖНЫЙ УРАЛ): ЛОКАЛЬНЫЙ ИСТОЧНИК ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ДЛЯ ПОРОД АЙСКОЙ СВИТЫ

Т.В. Романюк[1], Н.Б. Кузнецов[2, 1, 3], В.Н. Пучков[4], Н.Д. Сергеева[4], В.И. Паверман[1, 5], В.М. Горожанин[4, 6], Е.Н. Горожанина[4]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru
[2] Москва, Геологический институт РАН
[3] Москва, Российский национальный университет нефти и газа им. И.М. Губкина
[4] Уфа, Институт геологии Уфимского НЦ УФИЦ РАН
[5] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[6] Уфа, Башкирский государственный университет

На западе южной части Урала расположен обширный выход докембрия. Его разрезы приняты за сводную стратотипическую последовательность рифея: бурзянская, юрматинская и каратауская серии **[6, 9]** – стратотипы соответственно нижнего, среднего и верхнего рифея **[5]**. Нижнерифейская бурзянская серия наиболее полно представлена на южном замыкании и на западном крыле Тараташской антиклинали, в ядре которой на поверхность выступает раннедокембрийский **[6, 10, 11]** тараташский гранито-метаморфический комплекс. На нем с несогласием и конгломератами в основании **[1–3]** залегает айская свита низов разреза бурзянской серии. В настоящей работе приведены результаты U/Pb датирования детритовых цирконов (dZr) (выполнено в НОЦ геохронологии Казанского федерального университета) из песчанистого матрикса конгломератов (проба Р-127) из поля развития пород нижней части разреза айской свиты. Проба отобрана на западном крыле Тараташского антиклинория, в точке с координатами 55°43,440' с.ш., 059°50,065' в.д., расположенной на правом берегу р. Ушат.

Всего анализов 56, из них «кондиционных» 19. На диаграмме с конкордией эллипсы анализов ВСЕХ(!) датированных зерен формируют дискордию с верхним и нижним пересечениями с конкордией – 2066±20 и 230±200 млн лет (рис. 1). Это веский аргумент в пользу того,

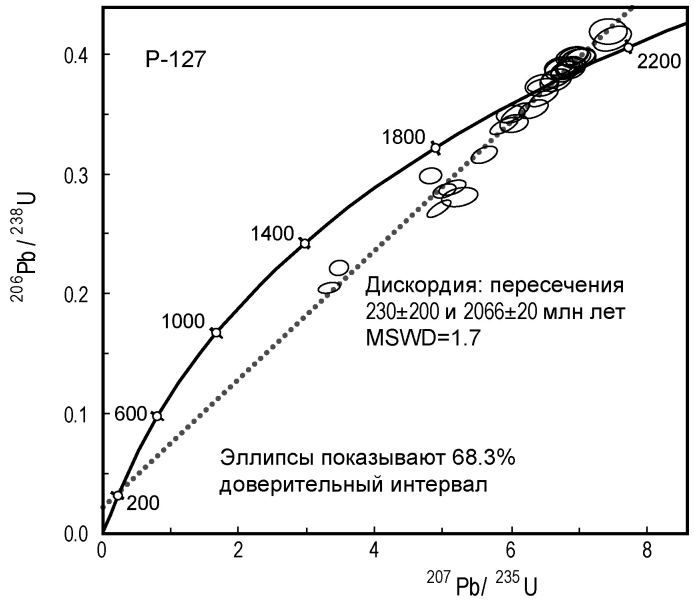


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для цирконов из пробы Р-127.

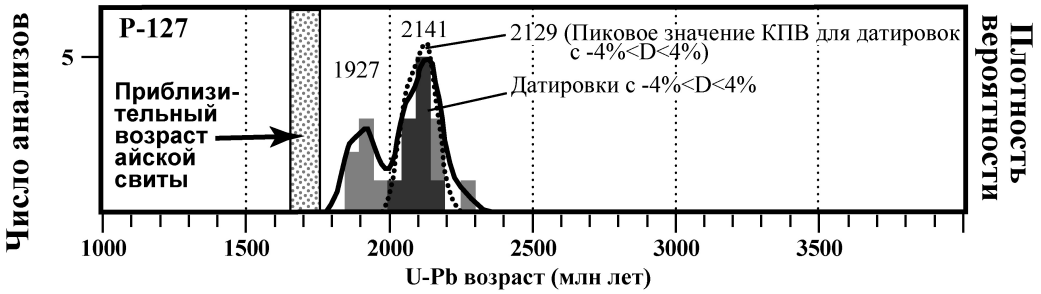


Рис. 2. Гистограмма (светло-серая) и КПВ U/Pb «кондиционных» (исходная аналитическая погрешность датировок не более 50 млн лет и дискордантность D в пределах –5 % < D < 10 %) изотопных возрастов детритных цирконов из пробы Р-127 (песчаный матрикс конгломерата нижнерифейской айской свиты); дополнительно показаны гистограмма (темно-серая) и КПВ для датировок с –4 % < D < 4 %.

что проба Р-127 зафиксировала фактически в чистом виде сигнал от локального источника, пик магматической/метаморфической активности в котором был около рубежа 2.07 млрд лет (верхнее пересечение дискордии с конкордией). При этом осадочная толща, в которой аккумулированы продукты разрушения этого локального источника, претерпела воздействие (термальное и/или флюидное), время проявления которого определяется нижним пересечением дискордии с конкордией. Это событие в разной степени нарушило U/Pb-изотопные системы dZr и явилось причиной частичной потери цирконами радиогенного Pb и формирования дискордии. Доля потери Pb в датированных dZr оказалась все же невысокой, что обусловило расположение фигуративных «точек» в той части дискордии, которая приближена к ее верхнему пересечению с конкордией. Ввиду этого нижнее пересечение дискордии и конкордии определяется с невысокой точностью (±200 млн лет).

Пики на КПВ, построенной для датировок, удовлетворяющих критерию –5 % < D < 10 % (рис. 2, светло-серая гистограмма), поддержанные более чем тремя датировками, соответствуют значениям – 2141 и 1927 млн лет. Очевидно, что при таких пороговых значениях дискордантности в выборку попало значительное количество дискордантных датировок, образующих часть вышеохарактеризованной дискордии, в том числе все дискордантные датировки моложе 2 млрд лет. Для КПВ, построенной для датировок, удовлетворяющих более жесткому критерию –4 % < D < 4 % (рис. 2, темно-серая гистограмма), который «отрезает» большую часть дискордантных датировок, на КПВ остается только один пик – 2129 млн лет. Все это – основание считать пики 1929 и 2141 на КПВ ложными. Они возникли вследствие применения обычных статистических методов, которые хорошо работают при анализе массивов U/Pb-изотопных данных, обладающих свойствами случайного распределения датировок. Такому критерию набор дискордантных датировок не удовлетворяет.

Для объяснения особенностей возрастных наборов dZr из ранее изученных пород айской свиты, а также специфических геохимических и Hf-изотопных характеристик этих dZr **[4, 7, 8]**, ранее была разработана модель формирования айской свиты в Навышском грабене **[1]**, предшественнике Камско-Бельского авлакогена **[8]**. Новые данные по пробе Р-127 подтверждают сформулированный ранее вывод о том, что на ранних стадиях заполнения Навышского грабена значительного перемешивания эрозионного материала не происходило. И действительно, частотные максимумы возрастов dZr из айской свиты соответствуют рубежу ~2.07 млрд лет и обязаны своим происхождением, очевидно, локальным (местным) источникам детрита. При этом в пробе Р-127 датировки dZr, формирующие дискордию с верхним пересечением ~2.07 млрд лет, также фиксируют локальный источник с возрастом около 2.07 млрд лет.

Исследования проведены в рамках тем государственных заданий ИФЗ РАН, ГИН РАН (0135-2016-0009) и ИГ УНЦ РАН (0252-2014-0002). Изотопные анализы выполнены в КФУ и обработаны за счет гранта № 14-27-00058 (РНФ). Материалы по геологии Урала и ВЕП собраны в рамках проекта 14.Z50.31.0017 МОН РФ. Публикация подготовлена за счет РФФИ (№ 16-05-00259).

[1] *Горожанин В.М., Пучков В.Н., Горожанина Е.Н., Сергеева Н.Д., Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б.* Навышский грабен-рифт на Южном Урале как фрагмент раннерифейского авлакогена // ДАН. 2014. Т. 458. № 2. С. 182–187.

[2] *Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н.* Цирконология навышских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // ДАН. 2013. Т. 448. № 4. С. 437–442.

[3] *Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д.* Полихронная цирконология навышских вулканитов айской свиты (Южный Урал) // ДАН. 2018. Т. 478. № 1. С. 74–80.

[4] *Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С., Цельмович В.А.* Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея // ДАН. 2013. Т. 451. № 3. С. 308–313.

[5] *Общая стратиграфическая шкала*. Постановление МСК и его постоянных комиссий. Вып. 33 / Ред. Б.С. Соколов, А.И. Жамойда. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 51 с.

[6] *Пучков В.Н*. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

[7] *Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.* Геохимическая и Lu/ Hf-изотопная (LA-ICP-MS) систематика детритных цирконов из песчаников базальных уровней стратотипа рифея // ДАН. 2014. Т. 459. № 3. С. 340–344.

[8] *Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.* Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrone®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 101–138.

[9] *Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология* / Ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 1983. 184 с.

[10] *Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Хотылев А.О., Мосейчук В.М., Петров В.И.* Новые данные о изотопном возрасте Тараташского и Александровского метаморфического комплексов // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2015. № 1. С. 27–42.

[11] *Тевелев А.В., Мосейчук В.М., Тевелев А.В., Шкурский Б.Б.* распределение значений возраста цирконов в метаморфитах Тараташского блока Южного Урала (исходный провенанс-сигнал) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2017. № 4. С. 15–19.

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

2018. Выпуск 16. С. 220–222

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД КАИМСКОЙ ПОКРОВНО-НАДВИГОВОЙ СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

Е.С. Рубанова, М.М. Буслов, М.А. Абилдаева

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alyona212@igm.nsc.ru
Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Зеленосланцевые вулканогенные и осадочные породы северной части Горного Алтая в 1943 г. С.Ф. Дубинкиным объединены в каимскую свиту и охарактеризованы как песчано-сланцевая толща, которая перекрывается «пироксеновыми порфиритами и туфами ключа Щебнистый». По результатам геолого-съемочных и тематических исследований **[1, 2]** возраст каимской свиты принят как венд-раннекембрийский. Свита распространена в Каимском блоке одноименной покровно-надвиговой структуры в междуречье рек Сараса – Катунь, а также по право- и левобережью р. Сараса у с. Бол. Кыркыла. В состав свиты включены филлиты, метаалевролиты, зеленокаменно-измененные афировые и порфировые базальты. В разрезе присутствуют прослои и линзы мощностью до 25–30 м, лито- и кристалловитрокластических туфов базальтов, силицитов, полосчатых известняков, разнозернистых граувакковых песчаников и гравелитов. Свита характеризуется фациальной неоднородностью по латерали и в разрезе. Она расчленяется на две толщи: нижнюю (более 2000 м) – существенно вулканогенную и верхнюю (более 1000 м) – терригенную. Общая мощность отложений по разрезу более 1600 м, в целом по северной части Горного Алтая более 3000 м.

Авторами изучен стратотипический разрез свиты в левобережье р. Каим. В данном разрезе, в среднем течении реки, базальты и метабазальты образуют крупную тектоническую пластину мощностью до 1700 м, в которой расположены базальтовые лавовые потоки и туфы, силлы габбро-долеритов. Базальты представлены пироксен-, пироксен-плагиоклаз-порфировыми, мелкопорфировыми и афировыми породами в разной степени метаморфизованными в зеленосланцевой фации, часто с хорошо сохраненной подушечной отдельностью. В нижнем течении реки Каим развиты образования терригенной толщи, представленные чередованием пачек тонкоритмичнослоистых песчано-алевролитовых и глинисто-кремнистых пород.

Полученная петрогеохимическая характеристика базальтов свидетельствует о том, что они близки к толеитам океанических островов (высокотитанистые базальты каимской свиты обогащены LILE, LREE в сравнении с MORB, что отчетливо проявлено на редкоземельных и мультиэлементных спектрах). Из песчаников терригенной части каимской свиты 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 демонстрируют возрастную популяцию с основными пиками в 509, 524 и 539 млн лет (по 53 конкордантным зернам). Нижний возрастной предел накопления отложений каимской свиты, оцененный по самому молодому пику на графике плотности вероятности, ограничен отметкой ~509 млн лет. Полученные результаты свидетельствуют о том, что «каимская свита» представляет собой фрагмент аккреционного комплекса, формирование которого происходило в позднем кембрии – раннем ордовике. Магматические породы представляют собой фрагмент палеосимаунта, а ритмично-слоистые осадочные породы являются образованиями глубоководного желоба. Аккреционный комплекс формировался одновременно с ритмично-слоистыми породами преддугового прогиба (горно-алтайской серией) Кузнецко-Алтайской островной дуги и 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 структурно-формационной зоны **[4, 5]**. Полученные кем-

брийские возрасты детритовых магматических цирконов, по-видимому, характеризуют возраст пород Кузнецко-Алтайской островной дуги.

Расположенная в автохтоне Ануйско-Чуйская зона представляет собой крупнейший прогиб в пределах Горного Алтая, окруженный позднепалеозойскими покровно-сдвиговыми структурами: Каимской на севере, Чарышско-Теректинской на юго-западе, Телецко-Курайской на востоке **[4]**. Его протяженность превышает 500 км, а ширина достигает 200 км. Прогиб выполнен палеозойскими окраинно-континентальными комплексами пород Сибирского континента различной геодинамической природы. В состав Ануйско-Чуйской зоны входят: 1) познекембрийско-раннеордовикские турбидиты преддугового прогиба (мощностью до 2–3 км) Кузнецко-Алтайской островной дуги; 2) несогласно (структурно и стратиграфически) через базальные конгломераты залегающие на них ордовикско-раннедевонские отложения пассивной окраины (мощностью до 6–8 км); 3) ранне-среднедевонская вулканогенно-осадочная толща (мощностью до 3 км), сформированная в обстановке активной окраины, несогласно (структурно и стратиграфически) перекрывающая поднекембрийско-раннеордовикские образования. Выше, с базальными конгломератами в основании, залегают верхнеживетско-франские молассоидные осадочные породы мощностью более 2 км. Завершает разрез фаменско-визейская моласса мощностью около 750 м, трансгрессивно перекрывающая ранне- и среднедевонские образования.

Для выявления источников обломочного материала, выполняющего Ануйско-Чуйский прогиб, в том числе для решения вопроса о типе его фундамента (докембрийский кристаллический фундамент или вендско-кембрийский аккреционно-коллизионный -?), в Гонконгском университете были проанализированы детритовые магматические цирконы из песчаников его различных возрастных уровней: 1) среднекембрийско-раннеордовикских турбидитов песчанской толщи, а также олистостромы, образующей линзы и прослои в турбидитах; 2) базальных конгломератов среднеордовикской ханхаринской свиты, перекрывающих с несогласием песчанскую толщу; 3) силурийских турбидитов чесноковской свиты; 4) раннедевонских шельфовых отложений камышенской свиты северной части Горного Алтая.

Детритовые цирконы из среднекембрийско-раннеордовикской турбидитовой толщи принадлежат двум возрастным популяциям: более многочисленной венд-кембрийской (584–488 млн лет) и раннеордовикской (484–464 млн лет). В отложениях среднеордовикской ханхаринской свиты выделены кембрийские цирконы (539–485 млн лет) и единичные зерна палеопротерозойского возраста (1872±28 и 1895 млн лет). Силурийские турбидиты отличаются присутствием средне- и верхнеордовикской популяции цирконов (469–456 млн лет). В шельфовых отложениях нижнедевонского возраста появляется достаточно многочисленная популяция неопротерозойских цирконов (904–772 млн лет).

По изучению популяций цирконов определено, что основным источником сноса для осадочных комплексов северо-востока Ануйско-Чуйской зоны стали магматические породы Кузнецко-Алтайской островной дуги. В северной части Горного Алтая уточнен возрастной уровень формирования комплексов преддугового прогиба. На основании присутствия в этих отложениях большого количества раннеордовикских детритовых магматических цирконов можно сделать вывод о том, что деятельность Кузнецко-Алтайской островной дуги продолжалась и в нижнем ордовике. Наличие большого количества средне- и позднеордовикских детритовых магматических цирконов в силурийских отложениях Ануйско-Чуйской зоны, которые, как считается, представляют из себя часть пассивной окраины, подтверждает наличие плюмовой деятельности в регионе в среднем верхнем ордовике. Магматические цирконы такого возраста **[6]** широко представлены в пределах Батеневского кряжа. В девонском образце выделяется популяция неопротерозойских цирконов, источником которых, возможно, являлись магматические породы Сибирского кратона. Отсутствие значительного количества обломочных цирконов с протерозойскими датировками позволяет утверждать, что фундаметом Ануйско-Чуйской зоны являются вендско-кембрийские аккреционно-коллизионные образования, которые представлены в Каимском аллохтоне северной части Горного Алтая **[4, 5]**.

Исследования выполнены в рамках планов НИР ИГМ СО РАН (0330-2016-0014), проекта РФФИ (18-35-00411) и при поддержке Министерства образования РФ по договору № 14.Y26.31.0029 в рамках реализации постановления Правительства Российской Федерации № 220.

[1] *Кривчиков В.А., Селин П.Ф., Русанов Г.Г.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание 2-ое. Серия Алтайская. Лист M-45-I (Солонешное). Объяснительная записка. 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., Отгонбатор 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. 1600–1627.

[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, их отражение в гравитационном поле // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 11. С. 1617–1632.

[6] *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)

2018. Выпуск 16. С. 223–225

Hf-ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ЦИРКОНА ИЗ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

С.Н. Руднев[1], В.Г. Мальковец[1], Е.А. Белоусова[2], И.Г. Третьякова[3], А.А. Гибшер[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, rudnev@igm.nsc.ru
[2] Sydney, Australia, Department of Earth and Planetary Science, Macquarie University, GEMOC, elena.belousova@mq.edu.au
[3] Москва, Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов

Общеизвестно, что изотопный состав Nd в гранитоидах дает усредненную характеристику магмообразующих субстратов, поэтому его использование не позволяет корректно оценить роль различных по составу и возрасту источников, участвующих в процессе формирования гранитоидов. В связи с этим для того чтобы выявить природу магматических источников и роль процессов смешения в генерации гранитоидов, в последние годы привлекаются данные по возрасту и изотопному составу Hf циркона. Результаты исследования цирконов показывают, что отдельные зерна и зоны этого минерала нередко обнаруживают широкие вариации изотопных Lu-Hf параметров, что интерпретируется как следствие образования гранитов в результате смешения расплавов из различных источников или взаимодействия мантийно-связанных расплавов с материалом континентальной коры, а изменение изотопного состава циркона из гранитоидов одного пояса служит индикатором гетерогенности коры, подвергавшейся плавлению. С развитием локальных методов анализа важную информацию о характере коровых источников дают также возраст и изотопный состав унаследованных ядер цирконов в гранитах.

Изотопные исследования Hf в магматических цирконах были проведены на примере раннепалеозойских плагиогранитоидных ассоциаций южной части Озерной зоны Западной Монголии, которые формировались на островодужной (531–517 млн лет) и аккреционно-коллизионной (504–481 млн лет) стадиях развития региона **[1, 2]**. Проведенные исследования позволяют выделить среди них две изотопные группы, характеризующие различные по составу и изотопным параметрам источники исходных расплавов. Следует добавить, что выделенные по изотопным параметрам группы цирконов полностью согласуются с группами, выделенными по Sr-Nd изотопным характеристикам валовых пород.

К первой (основной) группе относятся магматические цирконы из островодужных плагиогранитоидных ассоциаций Тугрикского, Хатан-Хунгинского и Баясгалантского массивов, имеющие относительно узкий диапазон значений ε_{Hf} (от +14.7 до +11.9) и позднеопротерозойские модельные возрасты (0.7–0.5 млрд лет). В эту группу, по значениям изотопных параметров, также попадают магматические цирконы из плагиогранитов Тугрикского и Дутулинского массивов, формировавшихся на аккреционно-коллизионном этапе развития региона. Несмотря на то, что магматические цирконы из этих двух массивов имеют более широкий диапазон изотопных параметров ($\varepsilon_{Hf}(T)$=+14.2…+9.3 и $T_{DM}^{Crustal}$=0.9–0.5 млрд лет), в отличие от островодужных плагиогранитоидных ассоциаций, они по большей части перекрываются. Такая относительная сходность магматических цирконов из разных по составу и условиям формирования плагиогранитоидов (высоко- и низкоглиноземистые) позволяет предполагать, что они, по всей вероятности, имеют относительно близкие по составу метабазитовые источники. В целом, по вышеуказанным Hf-изотопным характеристикам, магматические цирконы из плагиогранитоидов этой группы свидетельствуют о преимущественно деплетированном составе их магмообразующих источников, ответственных за формирование исходных расплавов для плагиогранитоидов.

Ко второй группе относятся магматические цирконы из высокоглиноземистых плагиогранитоидов массива Мандалт. Цирконы из пород этого массива характеризуются значительно более низкими значениями $\varepsilon_{Hf}(T)$=+7.2…+5.4 и более древними модельными возрастами (1.1–1.0 млрд лет), чем магматические цирконы первой группы. Hf-изотопные данные, с учетом Nd-Sr-изотопных характеристик пород **[2, 3]** этого массива, а также редкоэлементного состава

пород, позволяют предполагать, что при формировании исходных для них расплавов, ведущая роль принадлежала метабазитам, образованным либо из обогащенных мантийных источников (океанические поднятия, плато и острова), либо из смешанных источников (обогащенные и деплетированные).

Обращает на себя особое внимание тот факт, что модельные возрасты, полученные Hf изотопным методом по магматическим цирконам этих двух изотопных групп, в целом, согласуются с модельными возрастами, полученными по валовым породам Sm-Nd изотопным методом **[2, 3]**.Кроме того, по Hf-изотопным характеристикам изученные магматические цирконы имеют относительно близкие значения изотопных параметров с цирконами из островодужных плагиогранитоидных ассоциаций (560–510 млн лет) центральной и северной части Озерной зоны ($\varepsilon_{Hf}(T)$ = +16.5…+11.2, $T_{DM}^{Crustal}$=0.9–0.5 млрд лет) по **[4]**, а также с магматическими цирконами из габброидных и гранитоидных ассоциаций (538–494 млн лет), наблюдаемые в южной части хр. Хантайшири ($\varepsilon_{Hf}(T)$=+14.3…+2.5, $T_{DM}^{Crustal}$=1.3–0.5 млрд) по **[5]**.

Результаты U-Pb изотопных исследований унаследованного и ксеногенного циркона из плагиогранитоидов позволили выделить среди них четыре возрастные группы (~664, 570–560, 545–531 и 530–519 млн лет) **[1, 2]**. По Lu-Hf-изотопным характеристикам унаследованные и ксеногенные цирконы условно разделяются на три группы.

В первую (основную) группу попадают унаследованные и ксеногенные цирконы с возрастами 540–519 млн лет. Среди них преимущественное развитие имеют унаследованные цирконы с возрастами 540–524 млн лет, а ксеногенные цирконы с возрастом 530–519 млн лет имеют ограниченное развитие. Унаследованные цирконы наблюдаются в островодужных плагиогранитоидах Баясгалантского массива, а также в аккреционно-коллизионных плагиогранитах позднего ритма Тугрикского и Дутулинского массивов. Они характеризуются узким диапазоном изотопных параметров $\varepsilon_{Hf}(T)$=+14.5…+12.8 и поздненеопротерозойскими модельными возрастами (0.7–0.5 млрд лет). По этим изотопным характеристикам они не отличаются от выше описанных магматических цирконов первой группы ($\varepsilon_{Hf}(T)$=+14.7…+11.9). Здесь необходимо отметить следующее. Во-первых, такое сходство по изотопным параметрам унаследованных и магматических цирконов косвенно может указывать на то, что они были образованы из относительно близких по составу магмообразующих источников. Во-вторых, судя по времени формирования унаследованного циркона и его катодолюминесценции, отражающей его магматическое происхождение, можно предположить, что магматические породы, в которых они кристаллизовались, имеют островодужную природу (гранитоиды, габброиды и вулканиты). В эту же изотопную группу входят ксеногенные цирконы из пород массива Мандалт (530–519 млн лет), имеющие близкие значения изотопных параметров ($\varepsilon_{Hf}(T)$=+13.9…+13.6). Ранее было установлено, что ксеногенные цирконы из этого массива не несут на себе следов растворения и обрастания более поздней генерацией магматического циркона **[2]**. В связи с этим предполагается, что они были заимствованы гранитоидным расплавом из вмещающих пород (вулканогенные отложения позднего неопротерозоя – раннего кембрия) на уровне его становления, поэтому полученные по этим цирконам изотопные характеристики, вероятнее всего, отражают изотопный состав источника вмещающих вулканогенных пород.

Изотопные данные по унаследованным цирконам второй и третьей группы весьма немногочисленны, поэтому сделанные по ним выводы имеют предварительный характер. Тем не менее они отражают различные по возрасту и составу источники, дополнительно вовлекаемые в плавления при формировании исходных расплавов для плагиогранитоидов, которые формировались на островодужной и аккреционно-коллизионой стадиях развития региона. Во вторую группу попадает унаследованный циркон с возрастом ~563 млн лет, наблюдаемый в плагиогранитоидах позднего ритма Тугрикского массива, характеризующийся низким значением ε_{Hf} = =+2.9 и модельным возрастом 1.3 млрд лет. Цирконы с такими изотопными характеристиками среди гранитоидов раннепалеозойского возраста встречаются впервые, и поэтому делать выводы о их магмогенерирующих источниках пока преждевременно. На данном этапе исследования, если учитывать магматическую природу этого унаследованного циркона и его возраст, а также геологическое строение прилегающих к Озерной зоне геоблоков, можно только предполагать, что в качестве их источника могли быть продукты разрушения и смыва магматических пород (габброиды и гранитоиды) офиолитовых комплексов, которые имеют близкий геохронологический возраст (например, хантайширский – 573–565 млн лет, баяннурский – 565–560 млн лет и баянхонгорский – 577–569 млн лет) **[6–9]**.

В третью группу условно объединяются унаследованные цирконы с разными возрастами (~545 и 664 млн лет **[2]**), наблюдаемые в составе островодужных высокоглиноземистых плагио-

гранитов Хатан-Хунгинского массива. По Hf-изотопным характеристикам (ε_{Hf}(545)=+6.7 и ε_{Hf}(664)=+10.6) они занимают промежуточное положение между унаследованными цирконами первой и второй группы. По данным изотопным параметрам унаследованные цирконы этих двух возрастных уровней, вероятнее всего, образовались за счет плавления метабазитов, имеющих деплетированную природу. Но для окончательного решения этого предположения необходимо проведение дополнительных геохронологических и изотопных исследований. В настоящее время можно только провести некоторые корреляции с имеющимися геохронологическими данными по магматическим породам, участвующим в строении Озерной зоны и прилегающим к ней геоблоков. Унаследованные магматические цирконы с возрастом ~545 млн лет в большей степени сопоставляются со временем становления вулканогенных комплексов островодужного типа Озерной зоны (546±3 млн лет **[10]**), а цирконы с возрастом ~664 млн лет сопоставляются со временем формирования интрузивных и вулканогенных комплексов офиолитового типа (например, баянхонгорский).

Следует также отметить, что унаследованные цирконы с более древними возрастами и низкими Hf-изотопными характеристиками, указывающими на присутствие древних коровых субстратов (например, Дзабханский микроконтинент) не наблюдаются. Это обстоятельство, так же как и в случае Sr-Nd изотопных данных, вероятнее всего, свидетельствует о некоторой удаленности островной дуги Озерной зоны от древних докембрийских блоков (микроконтинентов).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 18-05-00105а и 15-05-05615а) и планов НИР ИГМ СО РАН (проекты: № 0330-2016-0003 и 0330-2016-0006).

[1] *Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А. и др.* U-Pb изотопное датирование ксеногенного циркона из раннепалеозойских плагиогранитоидов южной части Озерной зоны Западной Монголии // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород: Материалы 7-й Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 294–296.

[2] *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 (в печати).

[3] *Руднев С.Н., Мальковец И.Г., Гибшер А.А. и др.* Возраст, состав и условия формирования плагиогранитоидов каледонского этапа развития южной части Озерной зоны Западной Монголии // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Екатеринбург, 2017. С. 242–244.

[4] *Kovach V.P., Rudnev S.N., Kruk N.N. et al.* Latest Neoproterozoic – Early Paleozoic juvenile crust growth in the central part of the Central Asian Orogenic Belt: Insight from Nd-Hf isotopic data for the Altai-Sayan – Western Mongolia region // Asian Orogeny and Continental Evolution: New Advances from Geologic, Geophisical and Geochemical Perspectives: International Conference in memory of Prof. Bor-Ming Jahn. Academia Sinica, Taipei, Taiwan, 2017. No. 6–7. P. 48–50.

[5] *Janoušek V., Jiang Y., Buriánek D., Schulmann K., Hanžl P., Soejono I., Kröner A., Altanbaatar B., Erban V., Lexa O., Ganchuluun T., Košler J.* 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.

[6] *Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М.* Поздневендский возраст хантайширкого офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1179–1185.

[7] *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В.* 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.

[8] *Терентьева Л.Б., Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Анисимова И.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.* Конвергентные процессы в эволюции ранних каледонид Баян-Хонгорской зоны Центральной Азии: геологические и геохронологические исследования Хан-Улинского габброидного плутона // ДАН. 2010. Т. 433. № 2. С. 237–243.

[9] *Jian P., Kröner A., Jahn B.M., Windley B.F., Shi Y., Zhang W., Zhang F., Miao L., Tomurhuu D. Liu D.* 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] *Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М.* 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.

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

2018. Выпуск 16. С. 226–227

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ЧАСТОТЫ МАГНИТНЫХ ИНВЕРСИЙ В ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ЗАПИСИ КРАСНОЦВЕТОВ ЛОПАТИНСКОЙ СВИТЫ

Д.В. Рудько[1], С.В. Рудько[2], А.В. Шацилло[1], Н.Б. Кузнецов[2]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, dvrudko@gmail.com
[2] Москва, Геологический институт РАН, rudserega@yandex.ru

В отложениях красноцветной лопатинской свиты, залегающей в основании чингасанской серии позднего докембрия Енисейского кряжа, обнаружена аномальная магнитостратиграфическая запись **[1]** – в осадочной последовательности мощностью 60 м зафиксировано 58 зон магнитной полярности. При этом данная оценка является минимальной, поскольку была получена при отборе образцов с шагом 20 см и более, а послойный отбор 40-сантиметрового интервала из нижней части разреза выявил наличие восьми зон магнитной полярности (авторские неопубликованные данные). В связи с этим интерес вызывает длительность формирования рассматриваемой толщи, что позволит определить частоту смен магнитных зон. Это можно сделать с помощью определения обстановок формирования пород и нахождения наиболее близких современных аналогов таких обстановок, для которых известны скорости седиментации. Этот метод дает приблизительную оценку. Другим методом является анализ изменчивости климатозависимых параметров в разрезе и их сопоставление с орбитальными циклами (циклостратиграфический метод).

Согласно седиментологическим данным, отложения лопатинской свиты накапливались в континетальной обстановке под действием временных водотоков. Наиболее близкой актуалистической моделью являются «вади» – слабо врезанные каналы, которые распространены в современных пустынях. Немногочисленные определения скорости аккумуляции для «вади» варьируются в широких пределах: от 0.2 м/1000 до 1.5 м/1000 лет **[2]**.

Для оценки длительности формирования рассматриваемой толщи циклостратиграфическим методом были выполнены полевые определения магнитной восприимчивости (МВ) вдоль разреза с шагом не более 0.2 м., что, согласно седиментологической оценке, обеспечивает необходимую разрешающую способность для обнаружения наиболее коротких орбитальных прецессионных циклов. Измеренные вариации МВ были подвергнуты спектральному анализу по алгоритму Multi-taper.

На периодограмме отчетливо выделяются пики, соответствующие периодам 29.3, 7.1, 1.8, 1.3, 1.0, 0.8 м, которые соотносятся между собой в пропорции, близкой к таковой для орбитальных циклов эксцентриситета (400, 125, 93 тыс. лет), циклов наклона земной оси к плоскости эклиптики (36–27 тыс. лет) и прецессии (22–15 тыс. лет) **[3]**. Рассчитанное минимальное время формирования изученного разреза лопатинской свиты соответствует 1054 тыс. лет. При такой длительности формирования отложений средняя продолжительность одной зоны магнитной полярности в изученном разрезе составляет 18.6 тыс. лет. С учетом того, что минимальная мощность некоторых магнитных зон, выявленных при послойном изучении, составляет ~6 см, их продолжительность может оказаться ~1000 лет, что почти на порядок меньше продолжительности известных переходных инверсионных зон (7 тыс. лет) **[4]**. Полученная частота инверсий не имеет даже приблизительных аналогий в фанерозойской истории Земли, что, очевидно, указывает на совершенно иное «гиперактивное» поведение ГМП в позднем докембрии.

Исследование выполнено при поддержке программы Президиума РАН № 0135-2018-0050 и РФФИ (проект № 17-05-00021).

[1] *Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э., Федонкин М.А., Приятkина 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.

[2] *Clemmensen L.B., Øxnevad I.E., De Boer P.L.* Climatic controls on ancient desert sedimentation: some Late Palaeozoic and Mesozoic examples from NW Europe and the Western Interior of the USA // Orbital Forcing and Cyclic Sequences. Wiley, 1994. P. 439–457.

[3] *Waltham D.* Milankovitch period uncertainties and their impact on cyclostratigraphy // Journal of Sedimentary Research. 2015. V. 85. P. 990–998.
[4] *Clement B.M.* Dependence of the duration of geomagnetic polarity reversals on site latitude // Nature. 2004. V. 428. P. 637–640.

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

2018. Выпуск 16. С. 228–230

ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЕ РИТМИТЫ СРЕДНЕСИБИРСКОГО ГЛЯЦИОГОРИЗОНТА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ТЕСТИРОВАНИЯ ГИПОТЕЗЫ «ЗЕМЛЯ – СНЕЖОК»

С.В. Рудько[1, 2], А.В. Шацилло[3], Д.В. Рудько[3], И.В. Латышева[1], С.В. Малышев[2]

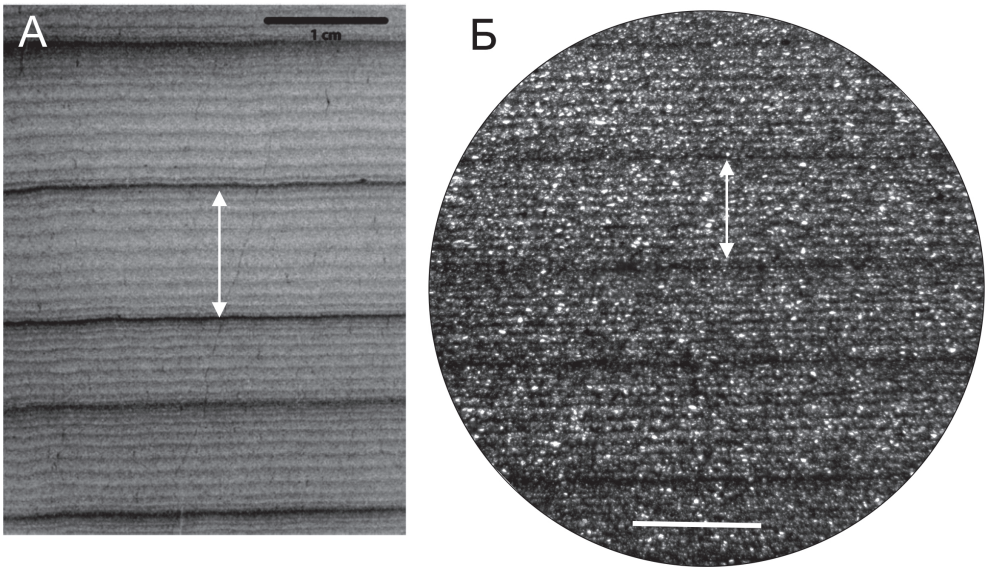
[1] Москва, Геологический институт РАН, svrudko@gmail.com,
[2] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
[3] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

В 1987 г. Дж. Киршвинк и Д. Саммер выполнили палеомагнитное изучение перигляциальных красноцветных алевролитов формации Элатина (неопротерозой Австралии) и пришли к выводу, что изученные ледниковые отложения формировались в низких широтах. Этот результат послужил отправной точкой для получившей в дальнейшем широкое признание гипотезы «Земля – снежок» **[4]**, предполагающей серию тотальных оледенений Земли в позднем докембрии. Интересно, что в упомянутых алевролитах наблюдалась слоистость, обусловленная чередованием темных и светлых слойков, образующих ритмит в 11 пар слойков **[5, 6]** (рисунок, *А*). Благодаря этой выразительной и ритмично устроенной слоистости алевролиты были сначала интерпретированы как перигляциальные варвы **[5]**, фиксирующие 11-летние циклы солнечной активности (циклы Швабе), а затем переинтерпретированы как приливно-отливные отложения **[6]**, наследующие влияние лунного «сизигийно-квадратурного» цикла.

Ледниковые отложения Среднесибирского гляциогоризонта (ССГ) на юге Сибири сопоставляются в настоящее время с оледенением Марино (стратиграфический аналог формации Элатина) либо с эдиакарским оледенением Гаскье **[2]**. Недавно при палеомагнитном изучении карбонатных пород, расслаивающих тиллиты ничатской свиты, впервые было получено подтверждение приэкваториального формирования ледниковых отложений ССГ **[3]**, что ставит этот ледниковый горизонт в один ряд с типовыми докембрийскими ледниковыми формациями в Омане, Намибии, Австралии, ставшими эмпирической основой для формулирования гипотезы «Земля – снежок».

Мы провели комплексное петромагнитное, геохимическое и седиментологическое изучение горизонта доломитов в составе ледниковых отложений ничатской свиты, для которого ранее были получены палеомагнитные данные. Доломиты характеризуются тонкой плоскопараллельной слоистостью (рисунок, *Б*), сильно напоминающей таковую в алевролитах формации Элатина. Они содержат заметное количество кварцевой алевритовой примеси, а кроме этого дропстоуны и ледниковые пеллеты, которые в разной степени насыщают породу, отмечая стратиграфические уровни (эпизоды) усиления ледового разноса. Слоистость породы обусловлена чередованием относительно светлых насыщенных алевритом и темных слойков, образующих ритмит, встречаются уровни с конволютной слоистостью. По разрезу наблюдаются повторяющиеся циклы постепенного увеличения и уменьшения мощности светлых слойков с периодичностью в 11 пар. Тонкий гранулометрический состав, отсутствие текстур механичесского латерального переноса осадка (косая слоистость, линзы, эрозионные границы и т.п.) указывают на выпадение осадка из толщи воды по принципу «частица за частицей», карбонатная составляющая породы могла формироваться in situ. Описанные признаки позволяют квалифицировать эти отложения как карбонатно-кластические перигляциальные варвы, в которых фиксируются 11-летние циклы солнечной активности, причем присутствие несомненных дропстоунов исключает возможность интерпретации карбонатных ритмитов ничатской свиты как отложения приливно-отливной равнины.

Измеренные в доломитах величины магнитной восприимчивости и изотермической остаточной намагниченности испытывают постепенные флуктуации по разрезу и понижаются с увеличением ледового разноса, поэтому флуктуации петромагнитных характеритик объясняются осцилляциями климата во время межледниковья. Аналогичные флуктуации величин остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости, обусловленные колебаниями климата, неоднократно выявлены в четвертичных перигляциальных варвах **[7]** и не находят объяснения в рамках приливно-отливной модели седиментации.



Ритмиты в составе позднедокембрийских ледниковых последовательностей. *А* – красноцветный алевролит формации Элатина в Австралии **[6]**. Масштаб 1 см. *Б* – алевритистый доломит ничатской свиты ССБ в Сибири. Масштаб 1 мм. Стрелкой обозначены циклы изменения мощности, состоящие из 11 пар слойков.

Полученные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.711965–0.715118) близки к таковым «венчающих карбонатов», завершающих осадочные последовательности позднедокембрийских оледенений **[1]**, но значительно выше ожидаемых для неопротерозойских морских карбонатов, что исключает возможность глобальной Sr-хемостратиграфической корреляции изученных отложений. Значения $\delta^{13}C$ в карбонатах оказались не отрицательными, как это предполагается для всех тотальных оледенений в рамках гипотезы «Земля – снежок», а умеренно положительными и составляют (4.5–4.8 ‰) при умеренно отрицательных значениях показателя $\delta^{18}O$ (–2.1…–1.4 ‰).

Сам факт наличия сезонных отложений (варвов) противоречит формированию перигляциальных отложений ничатской свиты вблизи экватора. Динамика условий седиментации, ответственная за формирование сезонных осадков в холодном климате, обусловлена, в конечном счете, годовыми колебаниями температуры, тогда как в низких широтах контрастные сезонные колебания температуры отсутствуют. Формирование сезонных ритмитов вблизи экватора на современной Земле может быть связано с сезонами дождей, которые происходят регулярно с периодичностью два раза в год. Однако существование муссонных дождей в условиях тотального оледенения является нонсенсом, поскольку муссоны связаны с испарением воды на обширной площади мирового океана, свободного ото льда. Существенные колебания температуры в течение года происходят за пределами тропического пояса, границы которого определяются эксцентриситетом земной оси. Это означает, что при наклоне оси вращения Земли, близком к современному, формирование перигляциальных варвов в неопротреозое было ограничено ~23º широты (тропик Рака и тропик Козерога), а скорее всего более высокими широтами. Поскольку полученные по ничатской свите палеомагнитные данные предполагают формирование варвов на экваторе, известное противоречие между палеоклиматическими и палеомагнитными данными (парадокс низкоширотных оледенений) приобретает еще более серьезный характер и не находит объяснения в рамках гипотезы «Земля – снежок».

По нашему мнению, варвы в составе ледниковых отложений позднего докембрия заслуживают пристального внимания. Являясь типичным элементом осадочных последовательностей высокоширотных четвертичных оледенений, они, однако, не должны образовываться в низких широтах даже при условии предполагаемого гипотезой «Земля – снежок» тотального оледенения. Это в очередной раз заставляет признать, что основной подход, применяемый для обоснования упомянутой гипотезы – использование актуалистической модели геомагнитоного поля для описания неактуалистической модели палеоклимата, – может быть в корне ошибочным. С другой стороны, имеющиеся противоречия палеоклиматических и палеомагнитных данных могут быть разрешены с привлечением гипотезы аномального поведения геомагнитного поля в неопротерозое – преобладания низкоширотного (экваториального) диполя, определявшего «геометрию» магнитного поля того времени.

Полевые работы и петромагнитные исследования проведены при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00021). Финансирование седиментологических и изотопно-геохимических исследований осуществлялось за счет средств РНФ (проект № 18-77-00059).

[1] *Покровский Б.Г., Чумаков Н.М., Мележик В.А., Буякайте М.И.* Геохимические особенности неопротерозойских «венчающих доломитов» Патомского палеобассейна и проблема их генезиса // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 6. С. 644–661.

[2] *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.

[3] *Шацилло А.В., Рудько С.В., Латышева И.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В.* Первые палеомагнитные и изотопно-геохимические данные по неопротерозойским перигляциальным отложениям Сибирской платформы (ничатская свита, западный склон Алданского щита) // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии: Материалы L Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. Т. 2. С. 316–322.

[4] *Kirschvink J.L.* Late Proterozoic low-latitude glaciation: the snowball Earth // The Proterozoic biosphere / Eds. J.W. Schopf, C. Klein. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. P. 51–52.

[5] *Williams G.E.* Solar affinity of sedimentary cycles in the Late Precambrian Elatina Formation // Australian Journal of Physics. 1985. V. 38. P. 1027–1044.

[6] *Williams G.E.* Precambrian tidal and glacial clastic deposits: implications for Precambrian Earth – Moon dynamics and palaeoclimate // Sedimentary Geology. 1998. V. 120. P. 55–74.

[7] *Zolitschka B., Francus P., Ojala A.E., Schimmelmann A.* Varves in lake sediments – a review // Quaternary Science Reviews. 2015. V. 117. P. 1–41.

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

2018. Выпуск 16. С. 231–232

ГРАНИТОИДЫ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Е.Ю. Рыцк[1], А.А. Андреев[2], Е.Б. Сальникова[1], С.Д. Великославинский[1]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, erytsk@geogem.spb.ru
[2] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, axel-foley@yandex.ru

Геохронологические исследования (U-Pb по циркону) гранитоидов баргузинского **[1, 2 и др.]**, витимканского **[3]**, чивыркуйского **[4]** и конкудеро-мамаканского **[5]** интрузивных комплексов, составляющих Ангаро-Витимский батолит, привели к выводу о его позднепалеозойском возрасте. При этом большая часть известково-щелочных гранитоидов батолита долгое время считалась орогенными и посторогенными образованиями, завершившими тектономагматическую эволюцию байкалид и ранних каледонид северного фланга Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП) в раннем палеозое. Вместе с тем, оценки возраста гранитоидов из некоторых ареалов современного контура Ангаро-Витимского батолита показывают, что в его составе находятся и (или) «сохранились» раннепалеозойские граниты **[6, 7]**. Более того, новые данные о раннекембрийском возрасте (545±6 млн лет) постколлизионных адакитовых гранитоидов *Горячинского* плутона на юго-западе Байкало-Муйского пояса (БМП) указывают на магматическую активность уже в самом начале раннекембрийского периода, проявленную параллельно с накоплением шельфовых карбонатных толщ, завершающих разрез наложенных прогибов БМП и Анамакит-Муйского террейна.

В Северном Прибайкалье раннепалеозойские гранитоиды объединены в «светлинский» интрузивный комплекс с возрастом 426±24 млн лет **[8]**. Они образуют Огемскую группу небольших массивов в краевой части Анамакит-Муйского террейна. Согласно полученным U-Pb изотопным данным по циркону (TIMS), оценка возраста плагиогранитов *Светлинского* петротипического массива (руч. Баювкит) составляет 527±2 млн лет (неопубл. данные авторов). Плагиограниты и вмещающие их породы амфиболит-сланцевой толщи позднего неопротерозоя Светлинской зоны имеют сходный Nd-изотопный состав (положительные ϵNd (527) от 4.9 до 6.0); t_{Nd}(DM) 1021–725 и t_{Nd}(DM-2st) 998–769 млн лет). Вместе с тем, принятая для светлинского комплекса оценка возраста 426±24 млн лет **[8]**, полученная нами для гнейсо-плагиогранитов *Богодиктинского* массива Светлинской зоны **[7]**, характеризует завершающий этап раннепалеозойского гранитоидного магматизма, в ходе которого формировались относительно крупные диорит-гранодиорит-гранитные массивы огеми-даванского комплекса с оценкой возраста гранодиоритов главной фазы *Даванского* массива 441±13 млн лет **[9]**. Близкие друг другу Nd-изотопные составы гранитоидов огеми-даванского комплекса и вмещающих метавулканитов уколкитской свиты позднего неопротерозоя Катерской зоны (положительные ϵNd (440) от 3.8 до 5.5); t_{Nd}(DM) 714–678 и t_{Nd}(DM-2st) 780–737 млн лет) вместе с Nd-изотопными составами плагиогранитов и вмещающих пород амфиболит-сланцевой толщи Светлинской зоны отражают их связь с эволюцией байкальского ювенильного источника. Таким образом, в Анамакит-Муйском террейне фиксируется длительный период раннепалеозойской магматической активности с образованием тоналит-гранодиоритовой и диорит-гранодиорит-гранитовой ювенильной серии пород *светлинского* (527±2 млн лет) и *огеми-даванского* (441±13 млн лет) комплексов, имеющих «островодужные» петрогеохимические характеристики **[9]**. Относительно консолидированных к началу раннего кембрия неопротерозойских структур террейна, интрузивные массивы гранитоидов указанных комплексов являются посторогенными, хотя формировались как до, так и после масштабных процессов аккреции структур Палеоазиатского океана и докембрийских террейнов ЦАПП на рубеже 510–480 млн лет.

Возможны различные модели геодинамических условий реализации длительной активности байкальского ювенильного источника в раннем палеозое региона. В частности, можно предположить, что в Северном Прибайкалье ювенильные гранитоиды рассматриваемого периода связаны с процессами сдвигового тектогенеза и рифтогенной деструкции континентальной

коры региона, стартовавших в краевой части кратона на рубеже 730 млн лет и завершившихся анатексисом палеопротерозойской и байкальской континентальной коры Анамакит-Муйского террейна к началу девона.

Работа выполнена в рамках темы НИР №0153-2018-0012, при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00724 и Фонда развития отечественной геологии (Санкт-Петербург).

[1] *Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г.* Герцинский возраст и докембрийский коровый протолит баргузинских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита: U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // ДАН. 1993. Т. 331. № 6. С. 726–729.

[2] *Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю. и др.* Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты U-Pb геохронологических исследований // ДАН. 2012. Т. 444. № 2. С. 184–189.

[3] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18–32.

[4] *Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д.* Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. 2017. Т. 25. № 3. С. 395–418.

[5] *Бухаров А.А., Халилов В.А., Страхова Т.М., Черников В.В.* Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным U-Pb датирования акцессорного циркона // Геология и геофизика. 1992. Т. 33. № 12. С. 29–39.

[6] *Носков Д.А., Герасимов Н.С., Гребенщикова В.И.* Проблема интерпретации роли раннепалеозойского магматического этапа в становлении Ангаро-Витимского батолита // Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания. Иркутск, 2012. Т. 2. С. 143–146.

[7] *Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г., Гороховский Б.М.* О полихронности Ангаро-Витимского батолита по данным U-Pb метода по циркону и сфену // ДАН. 1993. Т. 333. № 5. С. 634–637.

[8] *Фишев Н.А., Шелгачев К.М., Игнатович В.И. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист N-49-Чита. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2006. 454 с.

[9] *Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В.* Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // Геотектоника. 1998. № 5. С. 46–60.

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

2018. Выпуск 16. С. 233–234

ВЕЩЕСТВЕННАЯ ПРИРОДА ИСТОЧНИКОВ КАЙНОЗОЙСКОГО БАЗАЛЬТОВОГО МАГМАТИЗМА В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ СКЛАДЧАТОМ ПОЯСЕ

В.М. Саватенков[1, 2], В.В. Ярмолюк[3], А.М. Козловский[3]

[1] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, v.savatenkov@spbu.ru
[2] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.m.savatenkov@ipgg.ru
[3] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, amk@igem.ru

В работе представлен анализ имеющихся **[1–3, 6]** и вновь полученных данных по химизму и изотопно-геохимическим характеристикам кайнозойских базальтов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), формирующих пять вулканических областей – Удоканскую, Витимскую, Южно-Байкальскую, Южно-Хангайскую и плато Дариганга.

Общей особенностью кайнозойских базальтов ЦАСП является их соответствие по составу редкоземельных элементов базальтам OIB-типа. В ассоциации всех вулканических областей присутствуют щелочные базальты до фоидитов, а также толеитовые базальты. В Южно-Хангайской и Южно-Байкальской вулканических областях существенно развиты базальтовые трахиандезиты. В Удоканской вулканической области в состав вулканической ассоциации, наряду с трахиандезитами, входят трахиты. Кроме того, между разными областями проявляются и различия в изотопных характеристиках Nd и Sr. В Южно-Хангайской и Южно-Байкальской вулканических областях широко проявлено участие обогащенных источников, преимущественно EMI-типа. Некоторые вулканиты указанных областей характеризуются существенно отрицательными величинами ε_{Nd} (до –11). В наименьшей степени участие обогащенных источников проявлено в изотопном составе Nd и Sr базальтов Витимской ВО. В вулканитах Удоканской ВО в значительной мере проявлен эффект контаминации базальтовых расплавов вмещающими породами. Изотопные характеристики базальтов плато Дариганга фиксируют участие обогащенного источника EMII-типа.

На сегодняшний день является дискуссионной природа обогащенных источников базальтов Южно-Хангайской и Южно-Байкальской ВО, характеризующихся крайне отрицательными значениями ε_{Nd}. С одной стороны, это может быть вещество литосферы, вовлеченное в плавление *in situ*, а с другой – это может быть рециклированное вещество древней литосферы, привнесенное в потоке восходящего мантийного диапира – плюма. Вулканиты, характеризующиеся отрицательными значениями ε_{Nd}, по своему химическому составу отвечают базальтовым трахиандезитам. Соответственно субстрат, из которого они выплавились, имел более сиалический состав, чем перидотитовая мантия или мантийные кремнедифицитные пироксениты. Согласно модели **[5]**, вещество литосферы, вовлеченное в ходе рециклинга в нижние уровни мантии, в процессе подъема в потоке мантийного плюма претерпевает плавление и трансформацию из эклогитов в кремнедифицитные пироксениты, являющиеся субстратом плавления для щелочных нефелин-нормативных базальтов.

Тектоническая позиция вулканитов, характеризующаяся наиболее отрицательными значениями ε_{Nd} и отвечающая по своим изотопным параметрам обогащенному источнику EMI-типа, пространственно связана с блоками архейской коры. Все это дает основание считать, что обогащенный источник кайнозойских базальтов ЦАСП не является рециклированным веществом, привнесенным с нижних уровней мантии, а представляет собой фрагменты нижней коры, сформированной на более ранних этапах образования континентальной коры в зоне развития вулканических областей. В то же время базальты с изотопными характеристиками Nd и Sr, отвечающими обогащенным источникам, также имеют повышенные относительно примитивной мантии отношения высоконесовместимых элементов Nb/Th (10–40) и La/Th (5–15), тогда как континентальная кора (как нижняя, так и верхняя) отличается низкими отношениями Nb/Th

(1.5–5.5) и La/Th (2.5–10.0). Таким образом, «обогащенные» характеристики Nd и Sr в кайнозойских базальтах не являются результатом прямой контаминации базальтовых расплавов веществом континентальной коры (за исключением базальтов Удоканской ВО). Взаимодействие между базальтовыми расплавами и веществом континентальной коры протекало по более сложному механизму, включающему в себя привнос фрагментов нижней коры в литосферную мантию, преобразование ее вещественного состава в результате деламинации в ходе колизионных процессов в докайнозойский период геологической истории региона и последующее плавление этих фрагментов в кайнозойский этап внутриплитной магматической активизации.

Геохимические параметры «деплетированного» компонента базальтов различных вулканических областей ЦАСП, представленные соотношениями высоконесовместимых элементов, а также изотопные характеристики Nd и Sr близки между собой. Кроме того, они сходны с аналогичными параметрами FOZO океанических островов и отличны от параметров, отвечающих деплетированной мантии **[4]**. Все это позволяет говорить о том, что в качестве общего мантийного источника кайнозойских базальтов ЦАСП выступала нижняя астеносферная мантия.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00412).

[1] *Геншафт Ю.С., Грачев А.Ф., Салтыковский А.Я.* Геохимические особенности кайнозойских базальтов Монголии: проблема природы мантийных источников // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 377–389.

[2] *Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Рассказов С.В. и др.* Литосферный контроль позднекайнозойского магматизма на границе Тувино-Монгольского массива, Прихубсугулье, Северная Монголия // Петрология. 2007. Т. 15. № 1. С. 93–110.

[3] *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. Т. 18. № 3. С. 297–327.

[4] *Salters V.J.M., Stracke A.* Composition of the depleted mantle // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2004. V. 5. Q05B07. doi:10.1029/2003GC000597.

[5] *Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al.* The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // Science. 2007. V. 316. P. 412–417.

[6] *Johnson J.S., Gibson S.A., Thompson R.N., Nowell G.M.* Volcanism in the Vitim volcanic field, Siberia: geochemical evidence for a mantle plume beneath the Baikal rift zone // Journal of Petrology. 2005. V. 46. P. 1309–1344.

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

2018. Выпуск 16. С. 235–237

ХРОМСОДЕРЖАЩИЕ ШПИНЕЛИДЫ В ПОРОДАХ ОНГУРЕНСКОГО КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА И ИХ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В.Б. Савельева[1], Е.П. Базарова[1], Е.А. Хромова[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, vsavel@crust.irk.ru
[2] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, lena.khromova.00@mail.ru

Присутствие Cr-содержащих шпинелидов является довольно обычным для экструзивных карбонатитов и карбонатитов линейно-трещинного типа и рассматривается как один из признаков выплавления карбонатитового расплава непосредственно из мантии **[1, 2 и др.]**.

В породах Онгуренского комплекса в Западном Прибайкалье также присутствуют Cr-содержащие фазы.

Онгуренский комплекс представлен дайками и жилами, главным образом ферродоломитовых, в меньшей мере кальцитовых карбонатитов, пикритов и фоскоритов с возрастом около 1 млрд лет **[3]**. Дайки и жилы прорывают породы палеопротерозоя и распространены на расстояние свыше 20 км. Содержания Cr в карбонатитах сильно варьируются, достигая 1300 г/т.

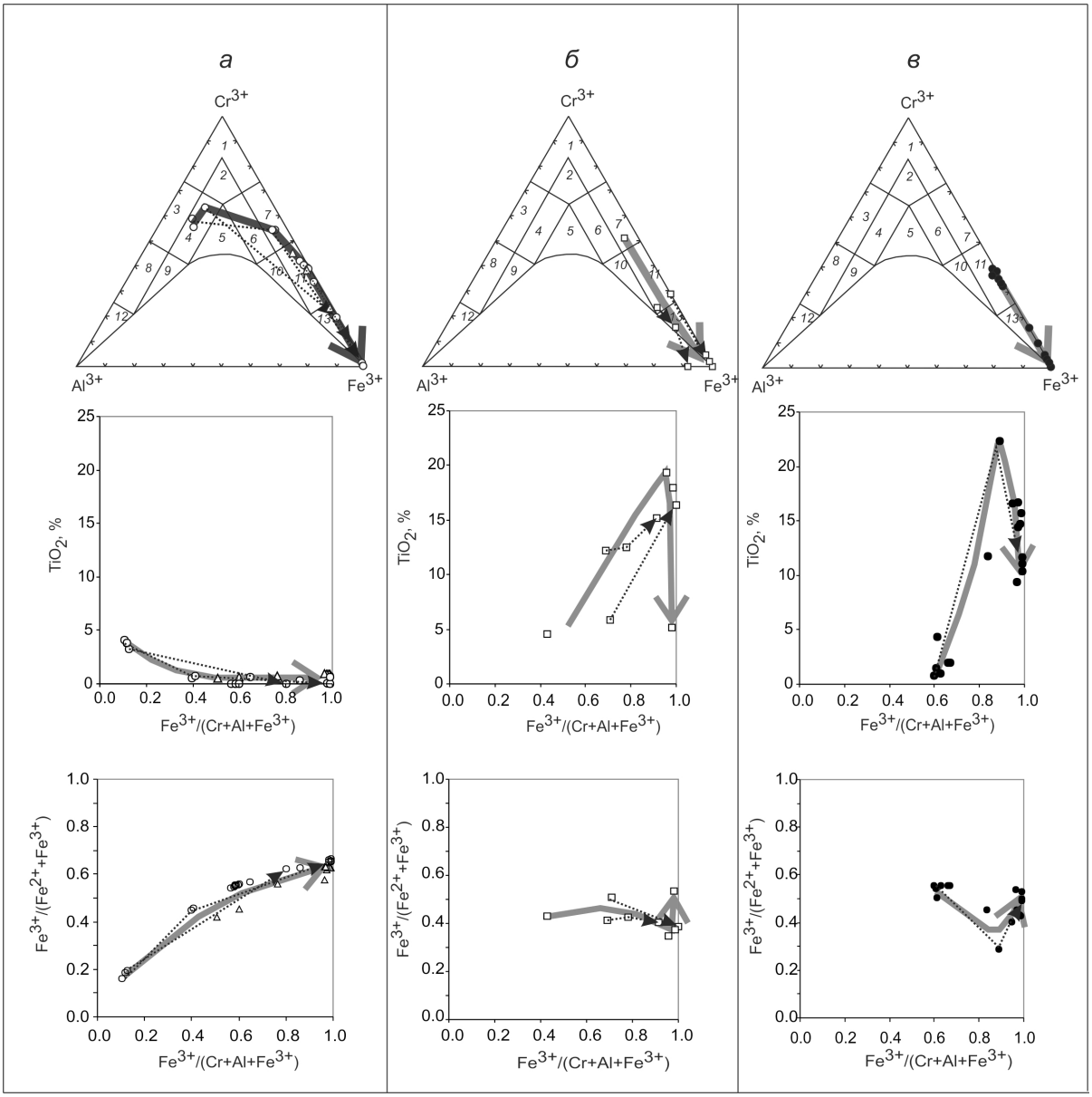
Анализы минералов (EDS-метод) выполнены Е.А. Хромовой и С.В. Канакиным в Геологическом институте СО РАН на сканирующем микроскопе “LEO-1430VP” (Carl Zeiss) с использованием программы INCAEnergy 350 (Oxford Instruments Ltd.) и В.В. Шарыгиным в Институте геологии и минералогии СО РАН на сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (Tescan Ltd) с программой INCA Energy 450. Наиболее богатые Cr шпинелиды обнаружены в пикритах и порфировидных (с вкрапленниками флогопита/биотита) карбонатитах. Хромсодержащие шпинелиды встречаются как ядра в магнетите, зерна в основной массе породы, реликты в зернах ильменита.

В целом, для Cr-содержащих шпинелидов характерны очень низкие содержания MgO (менее 1 %), преимущественно низкие содержания Al_2O_3, высокие ZnO (до 5.1 %), в отдельных анализах повышенные MnO (до 1.1 %), и повышенные отношения $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$. Между содержаниями Cr_2O_3 и ZnO существует положительная корреляция. Максимальное количество Cr_2O_3 в анализах составляет 41.6 %. В шпинелидах из порфировидных доломитовых карбонатитов Южного участка (район пос. Онгурены) проявлена зональность субферриалюмохромит→феррихромит→хроммагнетит→магнетит, по классификации Н.В. Павлова **[4]**, сопровождающаяся уменьшением в анализах количества TiO_2 (рисунок, *а*). Субферриалюмохромит с содержанием Al_2O_3, равным 10.8–14.4 %, и отношением $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$, равным 0.16–0.20, представлен реликтовыми ядрами в зернах феррихромита и хроммагнетита с Al_2O_3=0–2.5 % и отношением $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$=0.45–0.66. Идиоморфизм зерен феррихромита и хроммагнетита позволяет предполагать их кристаллизацию из карбонатитового расплава. Мелкие зерна хроммагнетита отмечаются также в основной массе карбонатита. Крупные зерна феррихромита и хроммагнетита по краям обрастают каймой низкотитанистого магнетита с включениями рутила и хлорита. Этот магнетит образуется при метаморфизме карбонатита.

В шпинелидах из кальцитовых карбонатитов и пикритов Северного участка (район дер. Б. Кочериково и М. Кочериково) наблюдается иная зональность (рисунок, *б*, *в*). Ядра феррихромита или хроммагнетита заключены здесь в корродированные зерна титаномагнетита с вростками ильменита. В карбонатитах в небольшом количестве также присутствует низкотитанистый магнетит, образование которого связано с наложенными метаморфическими преобразованиями.

По особенностям химического состава (низкие содержания Mg, Al, высокие Zn) феррихромиты и хроммагнетиты Онгуренского комплекса сходны с хромитами из доломитовых карбонатитов проявления Веселое (Сев. Забайкалье) **[2]**.

Таким образом, можно, полагать, что карбонатитовые расплавы при своем образовании и/или движении к земной поверхности захватывали ксеногеный мантийный материал. Измене-



Химический состав шпинелидов из порфировидных ферродоломитовых карбонатитов Южного участка (а), кальцитовых карбонатитов Северного участка (б) и пикритов Северного участка (в). Черные пунктирные стрелки показывают изменение состава в отдельных зернах, серые стрелки – общая направленность изменения состава шпинелидов в породе. Поля шпинелидов по Н.В. Павлову **[4]**: 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.

ние отношения $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ в зональных шпинелидах из доломитового карбонатита Южного участка (рисунок, *а*) указывает на резкое различие окислительно-восстановительных условий при кристаллизации субферриалюмохромита с одной стороны и феррихромита и хроммагнетита с другой. Последние, предположительно, возникали в ходе реакции субферриалюмохромита с карбонатитовым расплавом. Образование кайм титаномагнетита вокруг ядер феррихромита и хроммагнетита в пикрите и кальцитовом карбонатите связано, вероятно, с возрастанием активности Fe и Ti в ультраосновном и кальциокарбонатитовом высокотемпературных расплавах в результате ранней кристаллизации оливина и флогопита, соответственно. Отсутствие титаномагнетита (при устойчивости ильменита) в доломитовых карбонатитах может указывать на пониженную температуру ферродоломитового расплава, что, возможно, обусловлено более высоким содержанием в нем воды. Высокие содержания ZnO и MnO и низкое содержание MgO в Cr-шпинелидах, в том числе в субферриалюмохромите, отражают особенности мантийного субстрата. Хромиты сходного состава характерны для измененных или метаморфизованных

при низких температурах ультрамафических пород **[5, 6]**. Предполагается **[6]**, что при определенных условиях эти породы в зонах субдукции без изменения могли погрузиться в мантию.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 16-05-00320 и 17-05-00819).

[1] *Woolley A.R., Church A.A.* Extrusive carbonatites: A brief review // Lithos. 2005. V. 85. P. 1–14.

[2] *Doroshkevich A.G., Wall E., Ripp G.S.* Calcite-bearing dolomite carbonatite dykes from Veseloe, North Transbaikalia, Russia and possible Cr-rich mantle xenoliths // Mineralogy and Petrology. 2007. V. 90. P. 19–49.

[3] *Савельева В.Б., Демонтерова Е.И., Данилова Ю.В., Базарова Е.П., Иванов А.В., Каменецкий В.С.* Новый карбонатитовый комплекс в Западном Прибайкалье (юг Сибирского кратона): минеральный состав, возраст, геохимия и петрогенезис // Петрология. 2016. Т. 24. № 3. С. 292–324.

[4] *Чаженгина С.Ю., Рыбникова З.П., Светов С.А.* Сканирующая электронная микроскопия и рамановская спектроскопия как комплекс методов для исследования зональности минералов (на примере шпинелидов архейских коматиитов // Записки Российского минералогического общества. 2015. № 6. С. 94–105.

[5] *Barnes S.J.* Chromite in komatiites, 1. Magmatic controls on crystallization and composition // Journal of Petrology. 1998. V. 39. P. 1689–1720.

[6] *Arai S., Ishimaru S.* Zincian chromite inclusions in diamonds: possibility of deep recycling origin // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2011. V. 106. P. 85–90.

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

2018. Выпуск 16. С. 238–239

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ КОЛЛИЗИОННЫХ ГРАНИТОИДОВ МАТУТСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САНГИЛЕН, ЮВ ТУВА)

Д.В. Семенова[1], В.Г. Владимиров[1, 2], А.В. Травин[1], 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 государственный университет

Коллизионные и позднеколлизионные события в пределах Западного Сангилена обеспечили его достаточно сложное геологическое строение. Данный регион известен и детально представлен в работах многочисленных исследователей (обзор публикаций приведен в **[1]**). В данной работе основное внимание уделено Матутскому гранитоидному массиву, расположенному в пределах одноименного тектонического блока Эрзинской сдвиговой зоны. Последняя представляет собой проникающий глубинный разлом (shear zone), заложение которого происходило в обстановках регионального сжатия на пике коллизионных событий на рубеже 515–520 млн лет **[1]**.

В позднеколлизионный период Эрзинская зона претерпела до трех этапов реактивации (495, 485, 465 млн лет), отражающих как изменение обстановок, так и кинематики тектонических движений, сопровождаемых фрагментацией тектонической зоны на отдельные блоки. Процессы раздвига тектонических фрагментов вдоль сдвиговой зоны трассируются многочисленными интрузивными телами кислого и основного состава.

Матутский гранитный массив представляет собой гарполит общей площадью около 10 км^2, эндоконтактовая область которого имеет признаки магматического течения. Тектонический блок, в пределах которого расположен массив, однозначно идентифицируется по многочисленным композитным габбро-гранитным дайкам, расположенным по его контуру, а также телам гранитоидов ухадагского комплекса (см. материалы В.Г. Владимирова с соавторами в настоящем сборнике).

Геологическая позиция Матутского гранитного массива как интрузива, заключенного в рамках жесткого тектонического блока, позволяет предположить, что слагающие его породы претерпели длительную термическую поздне- и постколлизионную историю региона.

С этой целью на базе Аналитического центра ИГМ СО РАН были проведены U/Pb и Ar/Ar изотопно-геохронологические исследования гранитов Матутского массива. U/Pb-датирование цирконов проводилось методом ЛА-ИСП-МС с использованием системы лазерной абляции UP213 (NWR) и магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Element XR (Thermo Scientific). Определение $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопного возраста биотита и амфибола проводилось методом ступенчатого прогрева на масс-спектрометре Noble gas 5400 (MicroMass).

В качестве эталонного для мультисистемного датирования был выбран образец (#KT1070) из осевой области гранитного гарполита (широта 50°17'33.30"; долгота 95°18'11.80"). Это типичные для массива породы с минимальными признаками магматического течения или наложенных деформаций. Химический состав породы: SiO_2 – 70.59, TiO_2 – 0.28, Al_2O_3 – 14.66, Fe_2O_3 (общ.) – 2.70, MnO – 0.12, MgO – 0.61, CaO – 1.55, Na_2O – 3.71, K_2O – 5.22, P_2O_5 – 0.11.

Второй образец для исследований гранитоидов Матутского массива был предоставлен Г.Н. Бурмакиной с соавторами **[3]**. Он был отобран в восточной части массива в эндоконтактовой зоне приблизительно в одном метре от контакта с габбро-гранитной минглинг-дайкой мощностью около 2 м. Химический состав породы **[3]**: SiO_2 – 68.60, TiO_2 – 0.31, Al_2O_3 – 15.20, Fe_2O_3 – 1.41, FeO – 1.25, MnO – 0.07, MgO – 0.95, CaO – 2.50, Na_2O – 3.37, K_2O – 5.11, P_2O_5 – 0.15.

Оба образца гранитов близки между собой, относятся к умеренно-щелочным породам и принадлежат высококалиевой известково-щелочной серии с отношением K_2O/Na_2O=1.4–1.5 и индексом насыщения глинозема ASI=1.00–1.03.

Граниты образца #KT1070 из осевой части гранитного гарполита с минимальной долей деформаций имеют наиболее древний возраст – 520 млн лет. Данный возраст характеризует становление Матутского гранитоидного массива. Возраст гранитоидов из эндоконтактовой зоны Матутского массива, претерпевших вязко-пластическое течение, составил 508±3 млн лет, что указывает на «омоложение» результатов относительно пробы из этого же массива с возрастом 520 млн лет. Следует подчеркнуть, что геохронологическая проба второго образца гранитов несет признаки высокотемпературного вязко-пластического течения и взята из непосредственной близости от базитовой интрузии более молодого возраста (495 млн лет **[1–3]**).

$^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопное датирование биотита образца #KT1070 осевой части гарполита показало возраст 468±4 млн лет, что указывает на существование на этом рубеже поздних термальных событий.

Таким образом, изотопные исследования гранитов Матутского массива показали различный возраст закрытия изотопных систем: 520±3 млн лет и 508±3 млн лет (U/Pb, циркон, граниты), 468±4 млн лет (Ar/Ar, гранит, биотит). С учетом параметров закрытия изотопных систем (U/Pb система в цирконе 800–900 ºС, Ar/Ar система в биотите 300 ºС) можно оценить понижение температуры на 600 ºС в период с 520 млн лет до 460 млн лет.

Можно утверждать, что породы Матутского массива являются наиболее древним коллизионным гранитным комплексом, известным на Западном Сангилене. Его возраст отвечает возрасту кианитового метаморфизма (U/Pb, циркон, SIMS, 515.7±6.9 млн лет), полученного ранее А.А. Гибшер с соавторами **[4]**, и отражает, вероятнее всего, пик коллизионных событий с началом гранитообразования в нижней коре и ставролит-кианитового типа метаморфизма на средних фациях глубинности.

Исследование выполнено при поддержке проектов РФФИ № 18-35-00484, 16-05-01011, 18-05-00851, 18-35-00467), планов НИР ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0003), проекта Министерства образования и науки РФ № 5.1688.2017/ПЧ.

[1] *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.

[2] *Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Яковлев В.А., Хубанов В.Б., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Буянтуев М.Д.* Состав и U-Pb (LA-ICP-MS) изотопный возраст комбинированных даек Западного Сангилена (Тувино-Монгольский массив, ЦАСП) // Геология и геофизика. 2018 (в печати).

[3] *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.

[4] *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)

2018. Выпуск 16. С. 240–241

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧНОСТИ ПРИАРГУНЬЯ

А.И. Середкина[1, 2], В.И. Мельникова[1], Я.Б. Радзиминович[1], Н.А. Гилева[3]

[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
[3] Иркутск, Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, nagileva@crust.irk.ru

Территория Юго-Восточного Забайкалья, наряду с приграничными районами Северного Китая и Восточной Монголии, в сейсмологическом и сейсмотектоническом отношении на сегодняшний день изучена слабо. В сложившейся ситуации любые данные об очаговых параметрах, тектонической позиции и макросейсмических проявлениях местных землетрясений приобретают значительную ценность. В настоящей работе такие характеристики получены для семи региональных сейсмических событий с M_w=4.2–4.6, произошедших на территории Приаргунья в 2000–2017 гг. Также обсуждаются возможные причины их возникновения.

Исходным материалом служили записи поверхностных волн рассматриваемых землетрясений на широкополосных каналах 29 цифровых сейсмических станций сетей IRIS, GEOSCOPE, GEOFON и GLISN. В процессе обработки записей отдельного сейсмического события с помощью метода спектрально-временного анализа **[1]** для каждой станции вычислялся спектр основной моды волн Рэлея и Лява. Для всей совокупности землетрясений диапазон анализируемых периодов колебаний составил 20–70 с. Тензор сейсмического момента (ТСМ) и глубина гипоцентра рассчитывались по полученным амплитудным спектрам поверхностных волн **[2]**. Для однозначного определения механизма очага землетрясения дополнительно учитывались знаки первых вступлений объемных волн на региональных и удаленных сейсмических станциях **[3]**.

В результате инверсии были вычислены глубины гипоцентров, скалярные сейсмические моменты, моментные магнитуды и механизмы очагов исследуемых землетрясений. Гипоцентры располагались на глубинах от 3 до 37 км, т.е. во всей толще земной коры, мощность которой для исследуемого района по разным данным в среднем составляет около 38 км **[4, 5]**. Полученные фокальные механизмы демонстрируют разнородный характер подвижек в очагах рассматриваемых сейсмических событий: от чистых сбросов до взбросов, что противоречит существующим представлениям о региональном поле напряжений **[6, 7]**, которые в первом случае основываются на единственном, имеющемся в Global CMT-каталоге, решении ТСМ **[9]**, а во втором – на достаточно разнородной выборке механизмов очагов сейсмических событий, произошедших на весьма обширной территории **[10]**. Однако наши результаты хорошо согласуются с детальными исследованиями сейсмичности смежных районов Китая **[8]**.

Ранее на разных масштабных уровнях было показано, что возникновению землетрясений способствует наличие неоднородностей среды, а их гипоцентры тяготеют к границам контрастных по своим свойствам блоков **[9, 10]**. В рассматриваемом нами районе Приаргунья такие блоки выделяются по данным геоэлектрических исследований **[11]** и, вероятно, связаны с магматическими интрузиями разного возраста, широко распространенными в Северо-Восточном Китае **[12]**. При этом отсутствие за инструментальный период более сильных сейсмических событий с M>5.0, отражающих региональное поле напряжений, объясняется особенностями строения литосферы **[13]**.

Работа выполнена в рамках Междисциплинарного интеграционного проекта «Сейсмичность, глубина очагов землетрясений, сейсмоплотностная структура и трехмерное напряженно-деформированное состояние земной коры востока Байкальской рифтовой зоны (блок 3, 5)».

[1] *Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В. и др.* Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. М.: Наука, 1986. 278 с.

[2] *Букчин Б.Г.* Об определении параметров очага землетрясения по записям поверхностных волн в случае неточного задания характеристик среды // Известия АН СССР, серия Физика Земли. 1989. № 9. С. 34–41.

[3] *Lasserre C., Bukchin B., Bernard P., Tapponier P., Gaudemer Y., Mostinsky A., Dailu R.* Source parameters and tectonic origin of the 1996 June 1 Tianzhu (Mw=5.2) and 1995 July 21 Yongen (Mw=5.6) earthquakes near the Haiyuan fault (Gansu, China) // Geophysical Journal International. 2001. V. 144. P. 206–220.

[4] *Li S., Mooney W.D., Fan J.* Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data // Tectonophysics. 2006. V. 420. P. 239–252.

[5] *Shen W., Ritzwoller M.H., Kang D., Kim Y., Lin F.-C., Ning J., Wang W., Zheng Y., Zhou L.* A seismic reference model for the crust and uppermost mantle beneath Chine from surface wave dispersion // Geophysical Journal International. 2016. V. 206. P. 954–979.

[6] *Barth A., Wenzel F.* New constraints on the intraplate stress field of the Amurian plate deduced from light earthquake focal mechanisms // Tectonophysics. 2010. V. 482. P. 160–169.

[7] *Петров В.А., Лексин А.Б., Погорелов В.В., Ребецкий Ю.Л., Саньков В.А., Ашурков С.В., Рассказов И.Ю.* Геодинамическое моделирование рудоносных геологических структур (на примере Стрельцовского урановорудного поля) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 3. С. 173–200.

[8] *Yu H., Zhao L., Liu Y., Ning J., Chen Q.-F., Lin J.* Stress adjustment revealed by seismicity and earthquake focal mechanisms in northeast China before and after 2011 Tohoku-Oki earthquake // Tectonophysics. 2016. V. 666. P. 23–32.

[9] *Zhao D., Ochi F., Hasegawa A., Yamamoto A.* Evidence for the location and cause of large crustal earthquakes in Japan // Journal of Geophysical Research. 2000. V. 105. № B6. P. 13579–13594.

[10] *Seredkina A., Melnikova V., Gileva N., Radziminovich Y.* The M_w 4.3 January 17, 2014, earthquake: very rare seismic event the Siberian platform // Journal of Seismology. 2015. V. 19. P. 685–694.

[11] *Liang H.-D., Jin S., Wei W.-B., Gao R., Hou H.-S., Han J.-T., Han S., Liu G.-X.* Deep electrical structure of the eastern margin of the Erguna massif and the western margin of the Xing'an massif // Chinese Journal of Geophysics. 2017. V. 60. P. 564–574.

[12] *Li Y., Xu W.-L., Wang F., Tang J., Zhao S., Guo P.* Geochronology and geochemistry of Late Paleozoic – Early Mesozoic igneous rocks of the Erguna Massif, NE China: Implications for the early evolution of the Mongol-Okhotsk tectonic regime // Journal of Asian Earth Sciences. 2017. V. 144. P. 205–224.

[13] *Seredkina A., Kozhevnikov V., Melnikova V., Solovey O.* Seismicity and S-wave velocity structure of crust and upper mantle in the Baikal rift and adjacent regions // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2016. V. 261. P. 152–160.

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

2018. Выпуск 16. С. 242–243

РАЗВИТИЕ ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ СЕТИ НАБЛЮДЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

М.А. Серов, В.С. Жижерин

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

Для количественной оценки современных движений в зоне взаимодействия Евразийской и Амурской литосферных плит был заложен геодинамический полигон. В 2007 г. были проведены первые совместные работы сотрудников Института геологии природопользования (ИГИП) ДВО РАН (г. Благовещенск) и Института земной коры СО РАН (г. Иркутск) **[1]**. Полигон первоначально состоял из восьми пунктов наблюдений, с того времени количество пунктов и их пространственное распределение постоянно расширяются. На данный момент сеть пунктов наблюдений насчитывает 4 стационарных и 24 временных (рисунок). Геодинамический полигон на территории Верхнего Приамурья простирается в субширотном направлении от точки EROF с координатами 121.96 в.д. 53.99 с.ш. до точки PIKA 127.43 в.д. 53.77 с.ш. и в субдолготном от точки MAGD 125.80 в.д. 53.46 с.ш. до точки BERK 124.77 в.д. 56.53 с.ш. (координаты даны во всемирной геодезической системе WGS-84).

Полученные результаты современных движений позволяют заключить, что районы максимальной дисперсии векторного поля скоростей пространственно совмещены с зонами повышенной сейсмичности, что говорит о современной активности существующих блоковых структур исследуемого региона **[2–6]**.

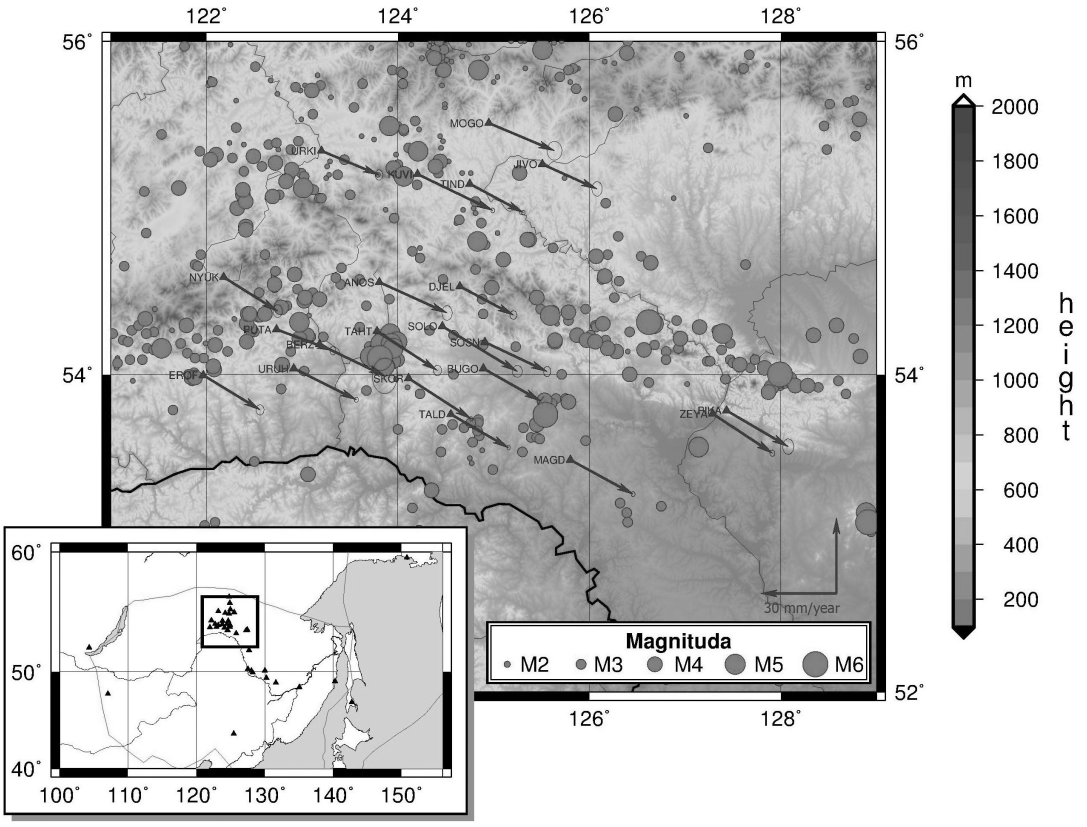


Схема горизонтальных скоростей смещений GPS-пунктов в общеземной опорной системе координат ITRF2008 и эпицентров землетрясений Верхнего Приамурья.

Рассматриваемая территория характеризуется наличием множества сейсмоактивных разломов. Кинематика разломных зон и характер современных тектонических деформаций в пределах данной территории изучены недостаточно. Великое японское землетрясение 11 марта 2011 г. Mw=9.0 и целая серия последующих землетрясений (14 октября 2011 г., район г. Сковородино, и более 30 афтершоков с магнитудой от 2.4 до 4.4 на сегодняшний момент) вдоль границ Амурской литосферной плиты ярко продемонстрировали необходимость и актуальность изучения современных геодинамических процессов данной тектонической единицы **[7, 8]**.

Для проведения совместных исследований по изучению сейсмической активности литосферы на сопредельных территориях РФ и КНР вдоль границы по р. Амур был подписан международный договор между ИГиП ДВО РАН и Управлением сейсмологии округа Хэйхэ о «Сейсмологических наблюдениях на Дальнем Востоке России и в КНР». В рамках данного договора реализуется поэтапное развертывание сети современных широкополосных цифровых сейсмических станций на территории Амурской области, дополняющих китайскую группировку сейсмических станций. В настоящий момент группировка сети насчитывает три запущенные станции, расположенные в г. Благовещенске, г. Тынде, п.г.т. Февральске. Все станции работают в телеметрическом режиме. В целях защиты каналов передачи данных используется аппаратно-программный криптографический комплекс АКПШ «Континент» 3.7. Сейсмические станции представляют собой комплект оборудования, состоящий из сейсмического регистратора EDAS-24GN и датчика BBVS-120 (производства КНР). Цель реализации данного проекта – выявление главных сейсмогенных разломов земной коры, в зонах которых генерируются наиболее разрушительные землетрясения, и определение взаимосвязи между мантийными процессами и деформациями земной поверхности для построения геодинамической модели земной коры. В конечном итоге, совместные исследования нацелены на снижение сейсмических рисков на территории Дальнего Востока РФ и КНР.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00049) и комплексной программы фундаментальных научных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (№18-5-024).

[1] *Ашурков С.В., Саньков В.А., Серов М.А., Лукьянов П.Ю., Гриб Н.Н., Бордонский Г.С., Дембелов М.Г.* Современные деформации Амурской плиты и окружающих структур по данным GPS измерений // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 2059–2070.

[2] *Жижерин В.С., Серов М.А.* Кинематика современных тектонических движений в пределах восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 12. С. 2143–2152.

[3] *Жижерин В.С., Серов М.А.* Современная тектоника западной части Ждугджуро-станового террейна юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона // Геотектоника. 2017. № 6. С. 56–61.

[4] *Жижерин В.С., Серов М.А., Сорокин А.П.* Современная кинематика северной окраины Аргунского континентального массива // ДАН. 2018. Т. 479. № 1. С. 41–43.

[5] *Серов М.А., Жижерин В.С.* Современная кинематика северной части Аргунского континентального массива (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Успехи современного естествознания. 2017. № 8. С. 111–116.

[6] *Серов М.А., Жижерин В.С.* Моделирование напряженно-деформированного состояния земной коры Верхнего Приамурья // Успехи современного естествознания. 2017. № 10. С. 107–112.

[7] *Сорокина А.Т., Сорокин А.А., Серов М.А.* Отражение неотектонических процессов в подземной гидросфере Верхнего Приамурья // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 6. С. 43–56.

[8] *Ханчук А.И., Сафонов Д.А., Радзиминович Я.Б., Коваленко Н.С., Коновалов А.В., Шестаков Н.В., Быков В.Г., Серов М.А., Сорокин А.А.* Сильнейшее современное землетрясение в Верхнем Приамурье 14 октября 2011 г.: первые результаты исследования // ДАН. 2012. Т. 445. № 3. С. 338–341.

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

2018. Выпуск 16. С. 244–245

КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ДОЛИНЕ РЕКИ КЫНГАРГА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН): ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ

Д.Р. Ситкина, А.Б. Кузнецов, Г.В. Константинова, З.Б. Смирнова

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

В долине р. Кынгарга, протекающей в горных отрогах хребта Тункинские гольцы (юго-восточная часть Восточного Саяна), имеют широкое распространение карбонатные породы. Согласно государственной геологической карте первого поколения **[1]**, эти породы входят в состав четырех свит (вниз по течению): иркутной, бурунгольской, монгошинской и безымянской. Иркутная свита представлена мраморизованными известняками с прослоями биотитовых гнейсов, карбонатно-биотитовых сланцев и кварцитов. Породы этой свиты несогласно залегают на архейских и нижнепротерозойских образованиях. Бурунгольская свита сложена кристаллическими сланцами, метаэффузивами и содержит прослои мраморов, встречающихся довольно часто в разных частях разреза. На этих породах согласно залегает монгошинская свита, состоящая преимущественно из известняков и доломитов с редкими горизонтами слюдисто-углистых сланцев. Безымянская свита картируется ниже по течению реки после комплекса интрузивных пород. Она сложена амфиболит-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, сланцами, а карбонатные породы в ней представлены серией протяженных тектонических пластин субширотного простирания.

На современной карте третьего поколения **[2]** первые три свиты (иркутная, бурунгольская, монгошинская) объединены под названием боксонская серия (нерасчлененная) вендкембрийского возраста, который установлен условно на основании находок фауны на смежной территории Окинского плато. Безымянская свита вошла в состав протерозойской хангарульской серии, породы которой распространены юго-восточнее в хр. Хамар-Дабан. Основной целью данного исследования стало изучение всех описанных карбонатных толщ в долине р. Кынгарга для получения актуальной информации о их составе, изотопно-геохимических характеристиках, а также для сопоставления их между собой и корреляции с другими карбонатными комплексами Восточных Саян, Окинского плато и Тункинских гольцов.

В ходе полевых работ были опробованы карбонатные породы из монгошинской, бурунгольской и безымянской свит. Для изучения изотопно-геохимических характеристик и определения возраста пород использовались методы Sr хемостратиграфии и U-Pb (Pb-Pb) изотопного датирования. Применение этих методов при изучении карбонатных пород предполагает предварительное исследование пород для выделения образцов, пригодных по петрографическим, минералогическим и геохимическим характеристикам для изучения Rb-Sr и U-Pb изотопных систем.

Карбонатные породы бурунгольской свиты имеют кальцит-доломитовый состав, текстура сланцеватая, структура мелко- и среднезернистая. Форма карбонатных кристаллов преимущественно удлиненная, встречаются редкие зерна кварца. Монгошинская свита сложена мелкозернистыми доломитами с редкими более крупными кристаллами кальцита, силикатная составляющая представлена небольшим количеством слюды и кварца. Одна из карбонатных пластин безымянской свиты представлена крупнозернистым доломитом, а другая – среднезернистым доломитом с линзами кальцита и несущественной примесью мелкозернистого кварца. Большинство отобранных карбонатных пород содержат небольшое количество Mn (10–90 мкг/г), Fe (80–900 мкг/г) и Sr (59–760 мкг/г). Отношения Mn/Sr и Fe/Sr во многих изученных образцах не превышают 0.2 и 5.0 соответственно и позволяют использовать их для дальнейших изотопных исследований **[3]**.

Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах бурунгольской свиты 0.70831–0.70839, в доломитах монгошинской свиты 0.70829–0.70857 и в доломитах безымянской толщи 0.70838–0.70858. Изучение U-Pb изотопных систем проведено в образцах из карбонатных пластин безымянской свиты. Отношение $^{206}Pb/^{204}Pb$ в образцах довольно радиогенное и изменяется от

28.69 до 88.37, а вычисленный Pb-Pb возраст соответствует раннему кембрию и равен 529±22 млн лет (СКВО=1.9).

Полученные Sr-хемостратиграфические данные показывают, что карбонатные породы из трех изученных свит (бурунгольской, монгошинской и безымянской) имеют близкую изотопную характеристику (отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.70829–0.70858), и поэтому могут представлять фрагменты одного стратиграфического подразделения.

Близкое значение $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7085–0.7086) и Pb-Pb возраст (522±38 млн лет) имеют известняки араошейской свиты, распространенной в 100 км западнее р. Кынгарга в пределах хр. Тункинские гольцы в долине р. Ара-Ошей. Карбонатные породы араошейской свиты коррелируются по изотопному составу Sr с верхней частью боксонской серии ($^{87}Sr/^{86}Sr$ – 0.7083–0.7087), развитой в бассейнах рек Окинского плато **[4]**. Таким образом, обобщая полученные данные, можно сделать вывод, что карбонатные породы араошейской, бурунгольской, монгошинской и безымянской свит, протягивающиеся широкой полосой с запада на восток в пределах южного склона хр. Тункинские гольцы, являются фрагментом венд-кембрийского осадочного чехла Тувино-Монгольского массива.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-05-01090).

[1] *Геологическая карта СССР.* Масштаб 1:200000. Лист М-48-I. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка / Ред. В.П. Арсентьев. М.: Недра, 1971. 91 с.

[2] *Государственная геологическая карта* (третье поколение). Масштаб 1:1000000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-48. Улан-Удэ. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 271 с.

[3] *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.

[4] *Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Константинова Г.В., Кутявин Э.П., Гелетий Н.К.* Sr-хемостратиграфия карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // ДАН. 2010. Т. 432. № 3. С. 350–355.

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

2018. Выпуск 16. С. 246–248

СИМПЛЕКТИТЫ В БЕЕРБАХИТАХ И ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ ТАЖЕРАНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Е.В. Скляров[1], А.В. Лавренчук[2, 3], А.Е. Старикова[2, 3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alavr@mail.ru
[3] Новосибирск, Новосибирский государственный университет, a_sklr@mail.ru

Симплектитовые структуры, или симплектиты, представляют собой червеобразные срастания двух или более минералов, растущих одновременно **[5]**. Их генезис может быть разным: распад твердых растворов, эвтектическая кристаллизация остаточных расплавов (гранофиры), метасоматоз, твердофазные метаморфические реакции и т. д. Наиболее изученной разновидностью симплектитов являются мирмекиты – червеобразные срастания кварца и кислого плагиоклаза, широко распространенные в гранитоидах и гнейсах анхигранитного состава. Кроме того, отмечаются симплектиты другого состава в метаморфических, в меньшей мере магматических и метасоматических породах. Основными факторами возникновения симплектитовых структур считаются резкие изменения PT-условий (главным образом давления) или проработка метасоматическими растворами при низких скоростях диффузии **[5]**. В пределах Ольхонской коллизионной системы симплектиты широко распространены в беербахитах и высокотемпературных

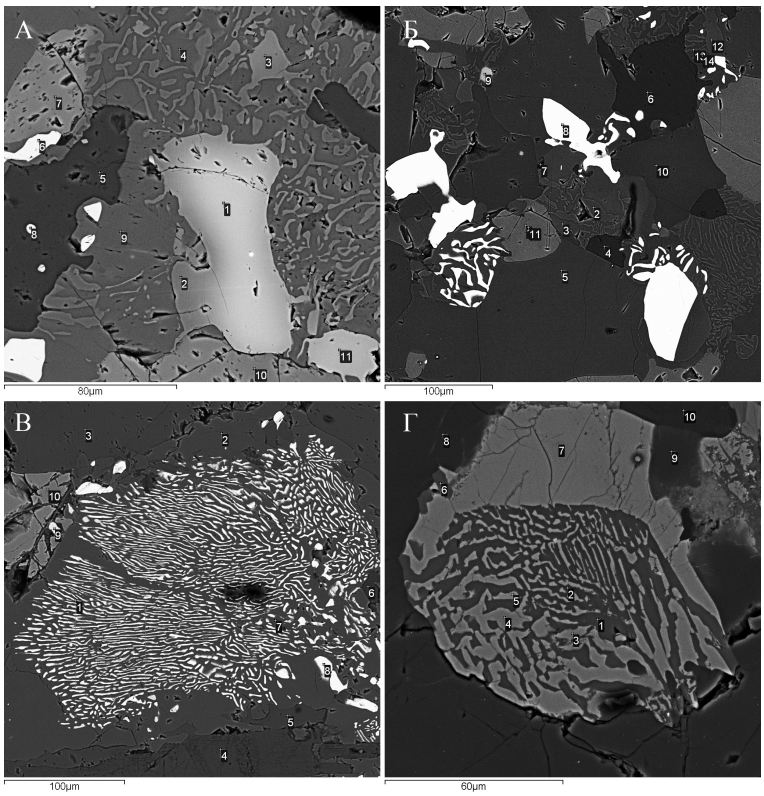


Рис. 1. Симплектиты в беербахитах Тажеранского массива. *А* – зерно хромшпинели в клинопироксен-шпинелевом симплектите. Ol(7,10)+Cpx(4,9)+Pl(5)+ Spl(1,2,3,8,11)+Ilm(6); *Б* – ортопироксен-ильменитовые и ортопироксен-шпинелевые симплектиты. Ol(1,11)+Opx(5,14)+Cpx(3)+Amph(10)+Pl(4,6)+ +Spl(2,12,13)+Ilm(8)+Dol(7)+Apt(9); *В* – ортопироксен-магнетит-ильменитовый симплектит. Ol(10)+ +Opx(2,7)+Amph(3,5)+Bt(4,6) +Ilm(9)+Mag(8)+sympl(1); *Г* – ортопироксен-биотитовый симплектит. Opx(3,4,5,7)+Bt(1,2,6)+Pl(8,9,10). Изображения в обратно-рассеянных электронах. На рисунках и в тексте символы минералов по **[6]**.

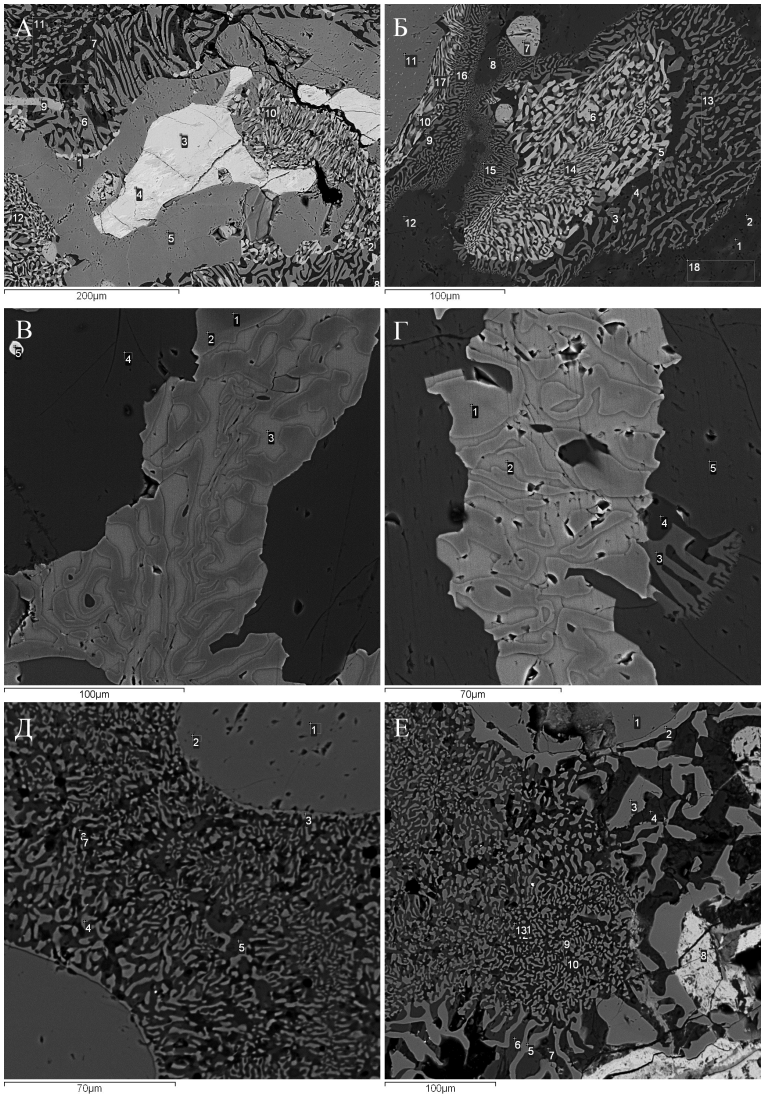


Рис. 2. Симплектиты в щелочных метасоматитах Тажеранского массива. *А* – Симплектиты диопсид-нефелинового и энигматит-диопсид-нефелинового состава. Aen(1,2)+Ol(3,4)+Di(5,6)+Ne(7,8)+Apt(9)+ +Sympl1(Aen+Cpx+Ne)(10,12)+Sympl2(Cpx+Ne)(11); *Б* – Симплектиты диопсид-нефелинового, энигматит-диопсид-нефелинового и альбит-нефелинового состава. Pl(1,8,12)+Mix(Pl+Ne)(2)+Di(3,11)+Ne(4)+ +Aen(5,6,10)+Apt(7)+Sympl1(Di+Ne)(13,15,16) +Sympl2(Aen+Cpx+Ne(14,17)+Sympl3(Pl+Ne)(18); *В* – гранат-монтичеллитовые симплектиты между зернами мелилита. Grt(1,2)+Mll(4)+Mtc(3)+Prv(5); *Г* – Гранат-монтичеллитовые и волластонит-кальсилитовые симплектиты между зернами мелилита. Grt(1)+Mll(5)+ Mtc(2)+Woll(3)+Kls(4); *Д* – Гранат-нефелиновый симплектит, включающий крупные кристаллы пироксена. Cpx(1,2)+Grt(3,4)+Ne(5)+Ca-hydroxide(6,7); *Е* – Разнозернистые гранат-нефелиновые симплектиты. Cpx(1)+Grt(2,3,5,10,13)+Ne(6,12)+Ca-Fe-hydrooxide(4,7,9,11)+Hem(8). Изображения в обратно-рассеянных электронах.

щелочных метасоматитах Тажеранского массива, который является одной из ключевых геологических структур системы как в минералогическом, так и в геодинамическом плане **[1]**. В геологическом строении массива принимают участие сиениты и нефелиновые сиениты, субщелочные габброиды, карбонатные и карбонатно-силикатные породы, метасоматиты по породам базитового состава, а также поздние жилы гранитов. В северной части массива картируется мощная толща беербахитов – пород основного состава, образование которых связывается с высокотемпературным (более 800°С) автометаморфизмом долеритов **[2]**.

Для беербахитов характерна минеральная ассоциация Opx+Cpx+Amp+Bt+Pl+Ilm±Ol± ±Spl±Cr-Spl±Mag. Достаточно часто встречаются симплектиты со шпинелью, обычно в сростках с ортопироксеном (рис. 1, *А*, *Б*), реже – клинопироксеном (рис. 1, *Б*). Менее распространены ортопироксен-ильменитовые (рис. 1, *Б*) (иногда с магнетитом) (рис. 1, *В*) и ортопироксен-биотитовые симплектиты (рис. 1, *Г*).

В пределах массива выявлено три пространственно разобщенных типа метасоматитов **[4]**: магнезиальные скарны и кальцифиры, известковые скарны и кальцифиры, а также щелочные метасоматиты. Последние, в свою очередь, подразделяются на нефелинизированные дайки плагиоклазовых порфиритов, нефелин(кальсилит)-гранат-мелилит-монтичеллитовые метасоматиты и нефелин-титанфассаитовые породы с ассоциирующими гранат-пироксеновыми и нефелин-гранат-пироксеновыми метасоматитами. И все три типа характеризуются присутствием симплектитов разного минерального состава. В порфиритах, в которых можно проследить весь ряд от относительно свежих разновидностей до пород полностью сложенных симплектитами, наиболее обычными являются нефелин-пироксеновые или нефелин-пироксен-энигматитовые симплектиты (рис. 2, *А*, *Б*). Причем энигматиты характеризуются необычными составами изоморфной серии энигматит-рёнит **[3]**. Даже по крупным лейстам плагиоклаза (до 1 см) развиваются вначале нефелин-альбитовые, а затем нефелин-диопсидовые симплектиты. В гранат-мелилит-монтичеллитовых метасоматитах обычны гранат-монтичеллитовые симплектиты между крупными выделениями мелилита (рис. 2, *В*, *Г*), реже – волластонит-кальсилитовые симплектиты (рис. 2, *Г*). И в нефелин-гранат-пироксеновых метасоматитах крупные выделения фассаита заключены в тонкозернистый нефелин-гранатовый симплектит (рис. 2, *Д*, *Е*).

В абсолютном большинстве описанных проявлений **[5 и ссылки в ней]** симплектиты присутствуют в виде узких кайм на границах минералов или вокруг них. В породах же Тажеранского массива симплектиты разного состава присутствуют в виде отдельных выделений (см. рис. 1, рис. 2). Даже если они слагают межзерновое пространство, то между минералами одного, а не разного состава, в частности, мелилита (рис. 2, *В*, *Г*) или пироксена (рис. 2, *Д*, *Е*), поэтому механизм образования симплектитов Тажеранского массива должен отличаться от механизма образования «обычных» симплектитов в результате резкого изменения PT-условий метаморфизма. Мы полагаем, что автометаморфическое высокотемпературное преобразование долеритов приводит к перекристаллизации темноцветных минералов в целом, в том числе с выделением избыточного глинозема или титана из пироксенов в отдельные шпинелевые или ильменитовые фазы, соответственно. В метасоматитах же главным фактором появления разнообразных по минеральному составу симплектитов является высокотемпературный натровый метасоматоз.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00202).

[1] *Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М.* Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1405–1423.

[2] *Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Пушкарев Е.В., Старикова А.Е., Степанов К.М.* Беербахиты Приольхонья: геологическая позиция, минералогия и механизмы образования // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 254–257.

[3] *Старикова А.Е., Скляров Е.В.* Минералы группы энигматит-рёнит в Тажеранском массиве (Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 12. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. С. 294–296.

[4] *Старикова А.Е., Скляров Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Федоровский В.С., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М.* Магнезиальные скарны и жильные кальцифиры Тажеранского массива (Западное Прибайкалье) // ДАН. 2014. Т. 457. № 5. С. 586–590.

[5] *Vernon R.H.* A Practical Guide to Rock Microstructure. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. 594 p.

[6] *Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist. 2010. V. 95. P. 185–187.

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

2018. Выпуск 16. С. 249–251

ИЗОТОПНАЯ И РЕДКОЭЛЕМЕНТНАЯ СИСТЕМАТИКА ЦИРКОНОВ МУЙСКОГО БЛОКА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ВЫСОКОГРАДНЫЙ ПОЛИМЕТАМОРФИЗМ НА ОКРАИНЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ДУГИ

С.Ю. Скузоватов[1, 2], К.-Л. Ван[2], Х.-Я. Ли[2], Й. Иизука[2], В.С. Шацкий[1, 3]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, skuzovatov@igc.irk.ru
[2] Тайпей, Тайвань, Институт наук о Земле, Академия Синика
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Исследования детритовых цирконов являются важным источником информации о возрасте, составе и условиях формирования пород источников сноса. Высокоградный метаморфизм зачастую приводит к анатексису метаосадочных пород и, как следствие, к частичному или полному растворению детритовых цирконов в расплаве и кристаллизации новых зерен или зон обрастания на детритовых зернах при его охлаждении. В результате подобных преобразований метаосадочные породы могут содержать популяции (1) реликтовых детритовых цирконов, (2) новообразованных метаморфических цирконов, и (3) детритовых цирконов с преобразованной U-Pb системой, испытавших потерю свинца. Таким образом, полиметаморфическое преобразование приводит к затруднениям в интерпретации исходных источников сноса и требует детальной характеристики и выделения выше обозначенных популяций реликтовых и новообразованных цирконов **[1]**.

В восточной части Байкало-Муйского складчатого пояса выделен блок высокоградных пород Муйского блока дискуссионного происхождения, содержащий высокобарический эклогит-гнейсовый Северо-Муйский комплекс **[2–4, 6]** и преимущественно гранулит-гнейсовый Южно-Муйский комплекс **[5, 7, 8]**. Нами были проведены U-Pb геохронологические, редкоэлементные и Hf изотопные исследования цирконов из метаосадочных и, в меньшей степени, фельзических пород обоих блоков. Предыдущими исследованиями двух метагранитоидов показано, что в пределах Северо-Муйского блока структурные и геохронологические характеристики цирконов отражают высокую степень исходных зерен со средним возрастом 764±5 и 763±14 млн лет, соответственно, и в меньшей степени рекристаллизацией (выражена в гомогенизации структур и формировании тонких кайм обрастания со светлой КЛ) и потерей свинца, что выражено в экскурсах фигуративных точек вдоль конкордии вплоть до 620 млн лет **[4]**. В рамках той же работы показано, что для метапелита преобладающую популяцию составляют магматические цирконы с возрастом 941–793 млн лет и типично магматическими отношениями Th/U, тогда как в подчиненном количестве наблюдаются цирконы палеопротерозой-архейского возраста (3238–1882 млн лет) с высокой степенью конкордантности **[4]**. Проведенные новые исследования (один образец метагранитоида, два образца метаосадочных пород, ассоциирующих с эклогитами) показали, что цирконы из метагранитоида в основном сохраняют оригинальное состояние U-Pb системы (возраст кристаллизации протолита по конкордии 799±4 млн лет), тогда как цирконы из метаосадочных пород в процессе высокобарического преобразования претерпевали ограниченную потерю Pb, связанную с воздействием флюидов. Средневзвешенный возраст, полученный по каймам и зонам рекристаллизации в цирконах одного из метапелитов, имеющих геохимические характеристики высокобарического циркона (плоское распределение средних и тяжелых РЗЭ, отсутствие Eu аномалии), оценен в 639±6 млн лет, что практически соответствует возрасту высокобарического метаморфизма **[2]**. При этом возрастные характеристики реликтовых доменов практически не были модифицированы (диапазоны 846–758 и 856–776 млн лет), близки установленным ранее **[4]** и консистентны типично магматической геохимии циркона этих доменов (высокое отношение тяжелых/легких РЗЭ, отрицательная Eu аномалия). Изотопный состав Hf в цирконах не был изменен в процессе метаморфического преобразования и изменения U-Pb системы цирконов. Для трех метагранитоидов характерны преимущественно умеренно положительные εHf_T (–0.7…+7.5, +1.0…+4.5 и +3.7…+5.9) и «смешан-

ный» мезопротерозойский модельный возраст (1.52–1.13 млрд лет). Более значительные вариации характерны для трех метаосадочных пород (εHf_T –7.6…+9.8 и модельный возраст 0.82–1.96 млрд лет) с существенным преобладанием цирконов с ювенильными изотопными метками в двух образцах и заметно более существенным вкладом нерадиогенного компонента в одном образце.

Контрастный стиль метаморфических преобразований характерен для метаосадочных и фельзических пород Южно-Муйского блока. Исследования пяти образцов выявили крайне низкую степень сохранности детритовых цирконов, распространенных в породах наименьшей степени метаморфизма. Возраст детритовых цирконов и реликтовых доменов установлен в диапазоне ~940–780 млн лет, что аналогично характеристикам пород Северо-Муйского блока. Выявлено широкое распространение исходно магматических цирконов с U-Pb системой, нарушенной в результате высокотемпературной диффузии, что проявлено в разбросе величин $^{206}Pb/^{238}U$ от указанного выше диапазона до 600 млн лет, в расположении фигуративных точек вдоль конкордии и экскурсах величин отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ и εHf_T, вдоль трендов с отношением Lu/Hf существенно ниже среднекоровых. Цирконы обеих популяций сохраняют оригинальные редкоэлементные (типичные магматические) и изотопные характеристики (εHf_T –11.0…+9.0, модельный возраст 1.0–2.3 млрд лет) с существенным преобладанием раннемезопротерозойских и палеопротерозойских модельных величин. В одном из образцов распространены зерна специфической структуры, с дискордантными U-Pb характеристиками и изотопными метками раннедокембрийской коры. В отличие от цирконов из пород Северо-Муйского блока, выявлено две популяции метаморфических цирконов с возрастом 760–750 и 630–590 млн лет со структурными (гомогенные и зонально-секториальные) и геохимическими признаками высокоградного происхождения (плоское распределение средних и тяжелых РЗЭ, вариативная Eu аномалия вплоть до ее отсутствия), а также узким диапазоном изотопных характеристик. Данный факт указывает на последовательное растворение детритовых цирконов и кристаллизацию метаморфических зерен при участии флюида/расплава и гомогенизации изотопного состава Hf на уровне образцов. Для метагранитоида установлен возраст кристаллизации 767±5 млн лет при палеопротерозойских модельных характеристиках (T_{DM}^C 1.96–1.77 млн лет), тогда как возраст наиболее молодых, метаморфогенных цирконов оценен в 608±11 млн лет.

Проведенные исследования выявили схожий ранненеопротерозойский возраст источников сноса для двух сегментов Муйского блока, которые, однако, имели более ювенильные (неопротерозой-позднемезопротерозойские) характеристики для Северо-Муйского блока и более древние (средне-позднемезопротерозойские и палеопротерозойские) – для Южно-Муйского блока. Тем не менее, для обоих сегментов установлен ограниченный вклад раннедокембрийского (палеопротерозой-архейского) источника. Характерный разброс изотопных модельных величин для неопротерозойских цирконов свойствен для магматических комплексов континентальных дуг, что согласуется с неоднократно предположенной островодужной природой образований Байкало-Муйского пояса. Полиметаморфическое преобразование пород обоих сегментов, сформированных в обстановке задугового/преддугового бассейна или аккреционной призмы, происходило в два высокоградных этапа, связанных с аккреционными событиями, предшествовавших (коллизия континентальной дуги с террейном неизвестной природы?) и непосредственно связанных с закрытием ПАО и становлением северо-восточной части ЦАСП в позднем неопротерозое. Различный «отклик» пород двух блоков на полиметаморфизм может быть обусловлен как непосредственно разницей в условиях метаморфизма, так и различной фертильностью метаосадков и способностью к анатексису, однако нуждается в дальнейшем исследовании.

Исследования проводятся при поддержке РФФИ (грант № 18-05-00081).

[1] *Halpin J.A., Daczko N.R., Clarke G.L., Murray K.R.* Basin analysis in polymetamorphic terranes: An example from East Antarctica // Precambrian Research. 2013. V. 231. P. 78–97.

[2] *Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Томиленко А.А., Рагозин А.Л., Козьменко О.А., Ягоутц Э.* Эклогит-гнейсовый комплекс Муйской глыбы (Восточная Сибирь): возраст, минералогия, геохимия, петрология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 657–682.

[3] *Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Дриль С.И.* Свидетельства неопротерозойской континентальной субдукции в Байкало-Муйском складчатом поясе // ДАН. 2014. Т. 459. № 2. С. 228–231.

[4] *Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A., Skuzovatov S.Yu.* Evolution history of the Neoproterozoic eclogite-bearing complex of the Muya dome (Central Asian Orogenic Belt): constraints from zircon U-Pb age, Hf and whole-rock Nd isotopes // Precambrian Research. 2015. V. 261. P. 1–11.

[5] *Скузоватов С.Ю., Скляров Е.В., Шацкий В.С., Ванг К.-Л., Куликова К.В., Зарубина О.В.* Возраст метаморфизма и природа протолита гранулитов Южно-Муйской глыбы (Байкало-Муйский складчатый пояс) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 575–591.

[6] *Skuzovatov S.Yu., Wang K.-L., Shatsky V.S., Buslov M.M.* Geochemistry, zircon U-Pb age and Hf isotopes of the North Muya block granitoids (Central Asian Orogenic belt): constraints on petrogenesis and geodynamic significance of felsic magmatism // Precambrian Research. 2016. V. 280. P. 14–30.

[7] *Скузоватов С.Ю., Шацкий В.С., Дриль С.И.* Высокобарические мафические гранулиты Южно-Муйской глыбы (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН. 2017. Т. 473. №. 4. С. 472–476.

[8] *Skuzovatov S.Yu., Noskova Yu.V., Dril S.I., Wang K.-L., Iizuka Y.* Geochemistry, zircon U-Pb geochronology, Nd-Hf isotopic characteristics and tectonic implications of the South Muya block metasediments (Northeastern Central Asian Orogenic belt) // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. P. 565–568.

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

2018. Выпуск 16. С. 252–253

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И СОСТАВ ПРОТОЛИТА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА

Ю.В. Смирнов, Р.О. Овчинников

Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, roman11021992@mail.ru

Выделение возрастных рубежей проявления магматических и метаморфических процессов в истории геологического развития континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса – необходимое условие для разработки интегрированной геодинамической модели формирования этого крупнейшего подвижного пояса Земли. При этом особое значение имеет реконструкция наиболее ранних геологических процессов.

Буреинский массив относится к числу наиболее крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и является составной частью Буреинско-Цзямусинского супертеррейна **[5, 6 и др.]**. К наиболее древним образованиям в строении этого континентального массива обычно относятся метаморфические породы амурской серии, а также пространственно сопряженные с ними интрузии амурского и древнебуреинского комплексов **[1, 4 и др.]**, которым традиционно приписывается архейский возраст. В то же время, как показали результаты геохронологических исследований, проведенных в пределах Цзямусинского массива, в составе этих комплексов оказались объединенными разновозрастные, но не раннедокембрийские, а более молодые (палеозойские и мезозойские) породы **[2, 3]**.

Сведения о возрасте, составе протолита метаморфических пород амурской серии, участвующих в строении Буреинского массива, полностью отсутствуют. В этой связи нами были выполнены комплексные минералого-геохимические исследования метаморфических пород туловчихинской свиты в центральной части Буреинского континентального массива (в береговых обнажениях р. Бурея).

Результаты исследований сводятся к следующему.

Среди метаморфических образований туловчихинской свиты в нашей коллекции преобладают биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты.

Биотитовые гнейсы характеризуются варьирующимися содержаниями SiO_2 (61.84–73.26 %), Al_2O_3 (10.68–14.02 %), $Fe_2O_3^t$ (3.50–14.05 %), MgO (0.49–2.61 %), CaO (2.28–5.02 %), Na_2O (3.15–4.51 %), K_2O (0.68–3.47 %) и TiO_2 (0.24–0.70 %). Для амфибол-биотитовых гнейсов характерны следующие содержания породообразующих оксидов SiO_2 (55.93–74.51 %), Al_2O_3 (10.90–15.16 %), $Fe_2O_3^t$ (3.80–13.92 %), MgO (0.33–2.26 %), CaO (1.34–6.94 %), Na_2O (2.00–4.50 %), K_2O (0.71–3.53 %) и TiO_2 (0.22–1.46 %). Для амфиболитов туловчихинской свиты характерны следующие содержания породообразующих оксидов SiO_2 (49.08–57.09 %), Al_2O_3 (10.89–15.14 %), $Fe_2O_3^t$ (8.69–12.00 %), MgO (3.14–10.98 %), CaO (8.07–11.11 %), Na_2O (1.56–3.47 %), K_2O (0.57–3.47 %) и TiO_2 (0.53–0.91 %).

Исследуемые биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты туловчихинской свиты характеризуются низкими величинами соотношений MgO/CaO и $K_2O/(K_2O+Na_2O)$, что обычно свойственно метаморфическим породам, имеющим первично-магматическое происхождение **[7, 8]**.

В целом, геохимические особенности метаморфических пород туловчихинской свиты свидетельствуют в пользу их формирования за счет преобразования первично магматических пород. Учитывая, что величина SiO_2 в исследуемых биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсах обычно превышает 65 %, мы можем предполагать, что это были преимущественно породы кислого состава. В то же время величина SiO_2 в амфиболитах туловчихинской свиты варьирует от 49.08 % до 53.23 %, что позволяет допускать их формирование за счет метаморфических преобразований пород основного состава.

С учетом метаморфических преобразований для приближенной реконструкции состава первичных пород мы использовали классификационные диаграммы Nb/Y – Zr/Ti и

$(Zr/TiO_2)*0.0001 – SiO_2$, основанные на соотношении немобильных при метаморфизме элементов. Как следует из анализа этой диаграммы, составы ортогнейсов и ортоамфиболитов туловчихинской свиты соответствуют первично-магматическим породам кислого, среднего и основного состава нормальной щелочности.

Распределение РЗЭ в биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсах и амфиболитах туловчихинской свиты имеет умеренно дифференцированный характер ($[La/Yb]_n$=2.69–9.09) при отчетливо выраженной отрицательно европиевой аномалии Eu/Eu*=0.36–0.68. Графики нормированных к примитивной мантии концентраций микроэлементов иллюстрируют относительное обогащение метаморфических пород туловчихинской свиты в отношении Rb, Ba, Th, U, Pb, на фоне дефицита Nb, Ta, Ti.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Геохимические и минералогические особенности биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболитов туловчихинской свиты северной части Буреинского континентального массива свидетельствуют о том, что эти метаморфические породы образовались за счет преобразования магматических пород и являются ортопородами.

2. Учитывая геохимические особенности исследуемых пород, можно предполагать, что протолитами биотитовых, амфибол-биотитовых гнейсов являлись породы кислого состава, в то время как протолитами амфиболитов являлись породы основного состава.

Авторы благодарят сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН А.И. Палажченко, В.И. Рождествину, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову, Института тектоники и геофизики ДВО РАН Л.С. Боковенко, Е.М. Голубеву, А.В. Штареву за выполнение аналитических исследований.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 18-35-00001).

[1] *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.

[2] *Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др.* Возраст амурской серии Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопных исследований // ДАН. 2009. Т. 428. № 5. С. 637–640.

[3] *Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др.* Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурея-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. 2009. Т. 424. № 5. С. 644–647.

[4] *Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А.* Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: Дальгеология, 1990. 215 с.

[5] *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

[6] *Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П.* Два этапа неопротерозойского магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1479–1499.

[7] *Werner C.D.* Saxonian granulites – a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high metamorphic complexes // Gerlands Beiträge zur Geophysik. 1987. V. 96. P. 271–290.

[8] *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.

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

2018. Выпуск 16. С. 254–256

ПЕРВОЕ ПОЯВЛЕНИЕ ЭДИАКАРСКОЙ БИОТЫ В ВЕНДСКОМ БАССЕЙНЕ ПРИСАЯНЬЯ

Ю.К. Советов, Л.В. Соловецкая

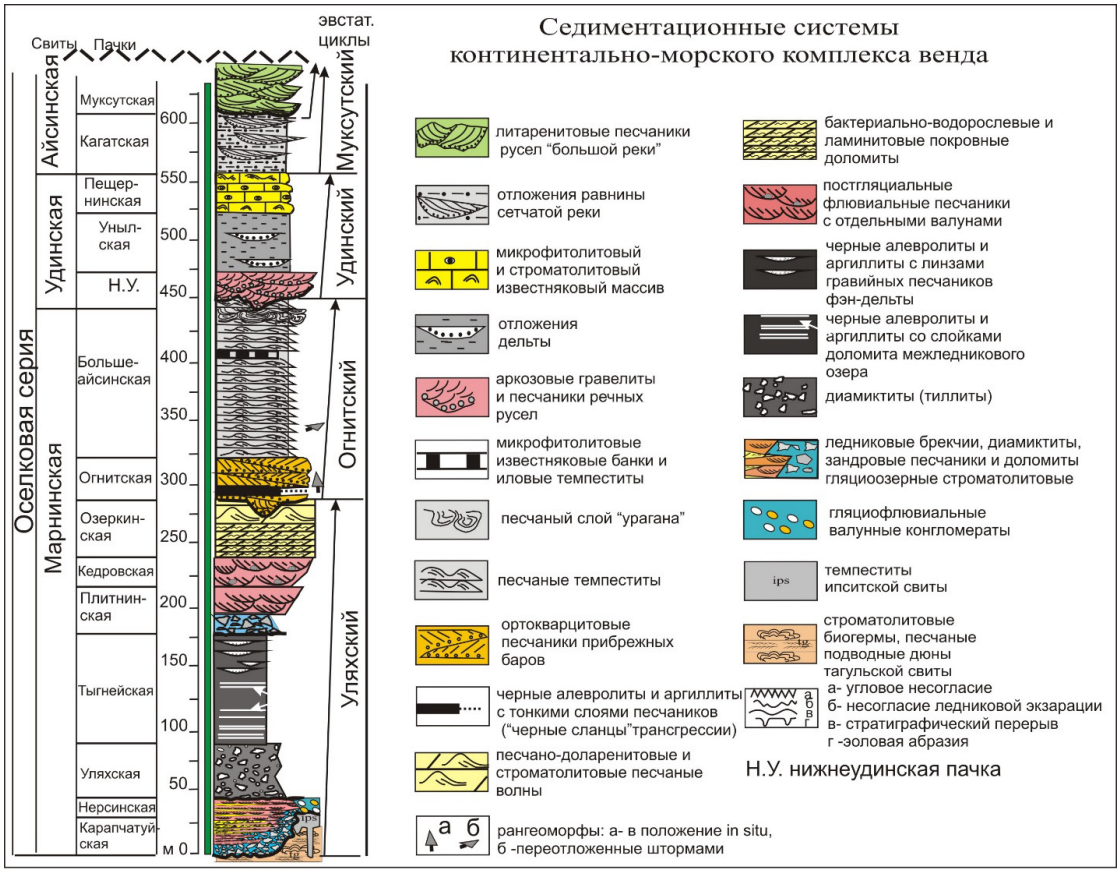
Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им А.А. Трофимука СО РАН, SovetovYK@ipgg.sbras.ru
Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Находки представителей Vendobionta в Присаянском прогибе ранее были связаны исключительно с большеайсинской пачкой марнинской свиты **[1]**. В различных местонахождениях на территории прогиба отпечатки и слепки рангеоморфных организмов всегда были приурочены к так называемым биотекстурным (скрытнобиоморфным) песчаникам большеайсинской пачки и захоронились в зоне штормового влияния в верхней части берегового склона моря. Новый стратиграфический уровень находок отпечатков и слепков рангеоморфных организмов находится ниже по разрезу в огнитской пачке марнинской свиты.

Марнинская свита оселковой серии Присаянья представляет нижнюю часть венда, объединенную в региональный *континентально-морской* комплекс отложений, который прослежен от севера Енисейского кряжа до Северного Прибайкалья **[2]**. Континентально-морской комплекс в объеме марнинской и удинской свит подразделен на три циклические стратиграфические последовательности – сиквенса (секвенции), которые отражают региональную и, вероятно, мировую тенденцию колебания уровня моря в раннем венде. Сиквенсы названы по наименованию маркирующих пачек отложений, которые находятся в основании или близ основания: 1) уляхский, 2) огнитский и 3) удинский (рисунок). Уляхский (или ледниковый) сиквенс (максимальной мощностью до 275 м) состоит из отложений трех оледенений, межледниковых и постледниковых отложений и подразделен на семь стратиграфических пачек. В уляхском сиквенсе остатки Metazoa пока не найдены. Огнитский сиквенс (максимальной мощностью до 165 м) содержит остатки рангеоморфных организмов, а также многочисленные слепки кубко- и вазоподобных, со стеблем или без него, вероятно, кишечнополостных животных, с родовыми названиями Sayanites, Aisites и др. по наименованиям стратиграфических подразделений и местоположению **[3, 4].** Удинский сиквенс соответствует одноименной свите (максимальная мощность до 100 м) и включает в верхней части пещернинскую пачку известняков и доломитов со строматолитами и микрофитолитами, остатки многоклеточных животных в этой пачке пока не найдены.

Новые находки Metazoa стратиграфически приурочены к нижней части огнитской пачки (и сиквенса), где ранее были обнаружены многочисленные ихнофоссилии **[3, 5**]. Анализ коллекции ихнофоссилий в лаборатории привел к обнаружению среди следов «ползания» слепков рангеоморф, сходных по конструкции с родом *Arborea* **[6**].

Отложения огнитского сиквенса представляют типичную последовательность начала трансгрессии моря после предшествующего его падения. Граница между огнитской пачкой и подстилающей доломитовой озеркинской пачкой эрозионная с амплитудой врезания базальных слоев гравийных песчаников огнитской пачки до 3–4 м. Базальные слои, захороненные в промоинах, резко сменяются слоем черных алевролитов и аргиллитов быстрой трансгрессии моря. Эта трансгрессия развивалась при интенсивном поступлении кварцевого песка со стороны кратона. Песок в нижней части огнитской пачки сначала образует тонкие слои с текстурой ряби течения, затем тонкие слои песчаника сменяются более толстыми с текстурой дюн, и основное тело огнитской пачки представлено прибрежными баровыми массивными темно-серыми ортокварцитами мощностью 15–30 м. Вторая волна трансгрессии и высокого стояния уровня моря привела к резкому углублению бассейна и накоплению песчаных темпеститов большеайсинской пачки, в которой в наиболее мористом разрезе встречаются пакеты черных зернистых и иловых известняков. Отложения огнитского сиквенса накапливались в восстановительной среде, их окраска темно-серая до черной с многочисленными ржавыми подтеками лимонита из



Детальная стратиграфия и цикличность отложений раннего венда в Присаянье и положение в разрезе находок рангеоморфа.

окисленных сульфидов. Очевидно, огнитская трансгрессия привела к расцвету микропланктона и продуцентов-рангеоморф. Многочисленные ихнофоссилии группы *Planolites* свидетельствуют об одновременном существовании консументов, которые перерабатывали песок.

Arborea представлена «елочковидными» формами длиной 3–10 см и шириной до 3 см, которые состоят из центрального конусовидного стебля (ствола) и боковых ветвей (фронд). Округлый стебель заполнен песком и несет наружные следы неясной членистости. Органы прикрепления пока не найдены, но на поверхности песчаных слоев есть холмовидные образования, размером с 5–10-рублевую монету, сходные с корневыми выростами *Rangea* и *Arborea*. Все *Arborea* лежат на поверхности слоев как «поваленные деревца», но не перемещались и захоронялись in situ, поэтому сохранили объемную слегка сплющенную, слабодеформированную форму.

Отчетливая связь *Arborea* с литофациями донных течений показывает, что в сравнении с другими рангеоморфными организмами (*Rangea и Charnia*), которые встречены пока только в переотложенном виде в темпеститах, качергатский свиты Прибайкалья и большеайсинской пачке марнинской свиты Присаянья, она обитала в отдельной зоне в верхней части берегового склона.

Все находки прикрепленных организмов в венде Присаянья отчетливо приурочены к отложениям первой глобальной трансгрессии (огнитский сиквенс), которая произошла после постледниковой трансгрессии и накопления покровных доломитов, и была связана с подъемом уровня моря после таяния ледников. Постледниковая трансгрессия привела к образованию локальных морей-озер с необычной геохимической средой, овеществленной кэп-доломитами. В этой среде процветали бактериально-водорослевые маты, но многоклеточные макроорганизмы пока не найдены.

[1] *Советов Ю.К., Соловецкая Л.В.* Находки представителей эдиакаранского рода Rangea в оселковой серии Присаянья и байкальской серии Прибайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 261–263.

[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] *Sovetov J.K.* Neoproterozoic sedimentary basins: stratigraphy, geodynamics and petroleum potential. Guidebook on the post-conference field trip to the East Sayan Foothills (August 2–14, 2011). Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2011. 229 p.

[4] *Sovetov J., Solovetskaya L., Krechetov D.* Unique Pre-Wonoka Ediacaran biota of soft-bodied organisms in southwestern Siberia // Proceedings of the 34th International Geological Congress (5–10 August, 2012). Brisbane, Australia, 2012. Abstract 1165.

[5] *Sovetov J., Solovetskaya L.* Oldest Vendian-Ediacaran fossils in the Oselok Group: Contribution to Late Neoproterozoic (Ediacaran) age of sea transgression and origin of the Siberian platform cover // HPF-07 rise and fall of the Ediacaran (Vendian) biota. International Geological Congress (Oslo, August 6–14, 2008). Abstracts volume.

[6] *Laflamme M., Narbonne G.M.* Ediacaran fronds // Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. 2008. V. 258. P. 162–179.

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

2018. Выпуск 16. С. 257–258

РАСЧЕТ ПЛОТНОСТИ ВЕЩЕСТВА МАНТИИ ПИРОКСЕН-ОЛИВИНОВОГО СОСТАВА И ЕГО СОПОСТАВЛЕНИЕ С ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМИ ПЛОТНОСТНЫМИ РАЗРЕЗАМИ ДЛЯ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА

Т.С. Соколова[1], А.И. Середкина[1, 2], П.И. Дорогокупец[1]

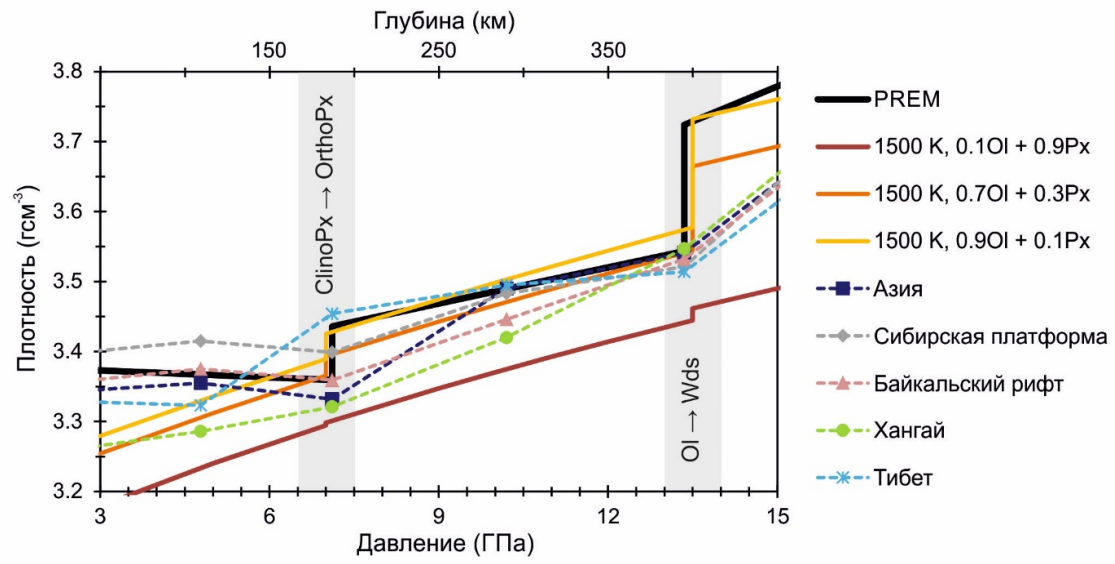
[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, sokolovats@crust.irk.ru, ale@crust.irk.ru, dor@crust.irk.ru
[2] Москва, Троицк, Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова

Несмотря на развивающиеся методы экспериментирования при высоких *P-T* параметрах, современные представления о составе глубинных оболочек Земли все же носят характер обобщений. Известно, что в состав земной мантии входит небольшая группа химических элементов – Si, Mg, Fe, Al, Ca и O, которые сосредоточены в различных силикатных фазах (оливин, пироксен, гранат) в верхней зоне мантии до глубины 670 км и в перовскитоподобных силикатных фазах (бриджманит и Ca-перовскит) в нижней зоне мантии **[1]**. На основе соотношений этих элементов выделяют различные модели состава мантии. Главными минералами пиролитовой модели **[2]** являются оливин (Ol – до 60 %) и пироксен (Px – до 18 %) преимущественно магнезиального состава с небольшим содержанием железа. Для других моделей пироксен-оливиновая ассоциация имеет также принципиальное значение, хотя ее содержание в верхней мантии и оценивается несколько ниже, поэтому целью настоящих исследований является расчет плотности смеси Ol+Px как важнейшей мантийной компоненты и сопоставление полученных результатов с экспериментальными плотностными разрезами верхней мантии для всего Азиатского континента и его отдельных регионов, различных в тектоническом отношении.

Ранее нами были построены уравнения состояния и рассчитаны термодинамические свойства и плотность силикатов системы $MgSiO_3$–MgO (форстерит, вадслеит и Mg-рингвудит) в области температур и давлений верхней мантии **[3, 4]**. На основе апробированного подхода из свободной энергии Гельмгольца с учетом магнитной составляющей были также рассчитаны свойства железистых силикатов (фаялит и Fe-рингвудит). В результате проведенных исследований удалось определить плотность оливина $(Mg,Fe)_2SiO_4$ с молекулярными массами Mg:Fe в пропорции 0.9:0.1, которая отлично согласуется с плотностью по модели PREM **[5]**. Уравнения состояния Mg-пироксенов (клино- и ортоэнстатит) до давления 15 ГПа были построены по аналогии с термодинамической моделью для Mg-оливинов. Рассчитанные свойства пироксенов хорошо согласуются с *P-V-T* данными и экспериментальными измерениями для минералов. Таким образом, в рамках единого подхода удалось рассчитать полный набор термодинамических свойств ряда (Mg,Fe)-силикатов. Плотность смеси Ol+Px определена в настоящей работе из плотности оливина $(Mg_{0.9}Fe_{0.1})_2SiO_4$ и Mg-пироксенов чистого состава, согласно различным пропорциям (рисунок).

Плотностные характеристики верхней мантии для Азиатского континента и его отдельных регионов, различных в тектоническом отношении (Сибирская платформа, Байкальский рифт, Хангай и Тибет), были определены на основе выборки дисперсионных кривых групповых скоростей фундаментальной моды волн Рэлея и рассчитанного на ее основе распределения скоростей S-волн в верхней мантии **[6]**. Плотностные разрезы для всего Азиатского континента вычислялись на основе зависимости плотности от скорости *S*-волн, по аналогии с моделью PREM. Ниже на рисунке приведено сопоставление рассчитанной плотности смеси Ol+Px в трех различных пропорциях с моделью PREM и со средними плотностными разрезами для всего Азиатского континента и его структурами.

Видно, что плотность смеси Ol+Px в пропорции 0.9:0.1 и плотность мантии для всего Азиатского континента имеют наиболее близкие к PREM значения. Скачки плотности на глубине ~200 и ~400 км соответствуют смене моноклинной структуры пироксенов на ромбическую (ClinoPx → OrthoPx) и переходу оливина в вадслеит (Ol → Wds) [**1**]. Наибольшие различия в плотностях мантии под отдельными регионами Азиатского континента прослеживаются



Рассчитанная плотность смеси Ol+Px в различных пропорциях молекулярных масс в сравнении с моделью PREM и плотностными разрезами для всего Азиатского континента и его отдельных структур (Сибирская платформа, Байкальский рифт, Хангай и Тибет).

до давления порядка 7 ГПа (~175 км), тогда как с ростом давления, на больших глубинах, состав мантийного вещества будет мало различаться. В состав вещества мантии под Хангаем может входить больше пироксенового компонента, чем для других отдельных регионов Азиатского континента.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (проект № МК-3520.2018.5).

[1] *Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю.* Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 2010. 140 с.
[2] *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
[3] *Дорогокупец П.И., Дымшиц А.М., Соколова Т.С., Данилов Б.С., Литасов К.Д.* Уравнения состояния форстерита, вадслеита, рингвудита, акимотоита, $MgSiO_3$-перовскита и постперовскита и фазовая диаграмма системы Mg_2SiO_4 при давлениях до 130 ГПа // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 1–2. С. 224–246.
[4] *Sokolova T.S., Dorogokupets P.I., Litasov K.D., Danilov B.S., Dymshits A.M.* 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.
[5] *Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary Reference Earth Model // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1981. V. 25. P. 297–356.
[6] *Seredkina A., Kozhevnikov V., Melnikova V., Solovey O.* Seismicity and S-wave velocity structure of crust and upper mantle in the Baikal rift and adjacent regions // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2016. V. 261. P. 152–160.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2018. Выпуск 16. С. 259–261

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И НАФТОГЕНЕЗ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.М. Станевич, А.В. Поспеев, А.Г. Вахромеев, А.М. Мазукабзов

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

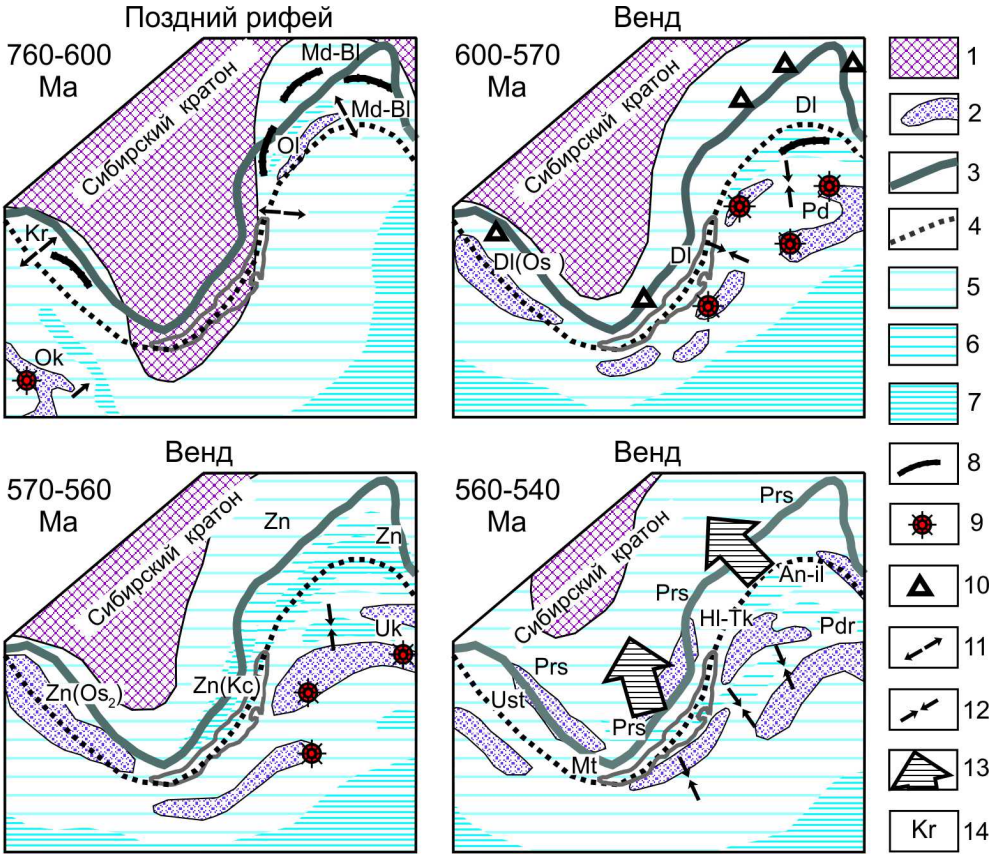
Сибирская платформа ограничивается с юга Саяно-Байкальским складчатым поясом (СБСП). Значительная часть запасов нефти и газа платформы расположена в венд-кембрийских отложениях, которые в силу своего состава и небольшой мощности не могли быть нефтематеринскими. Предположение о миграции нефти с юга, с территории СБСП, долгое время не могло быть принято ввиду мнения о древнем, рифейском или даже нижнепротерозойском **[10]** возрасте толщ Бодайбинской зоны. Результаты геохимических и микрофитологических исследований, а также хемостратиграфические и изотопные данные (обзор **[7]**) позволяют представить геодинамическую эволюцию территории во второй половине неопротерозоя, условия образования углеводородного сырья (УВ) и его первичной миграции (рисунок).

Весь разрез СБСП отражает три основных этапа развития региона: медвежевско-баллаганахский, дальнетайгинско-жуинский и присаянский **[4]**. На медвежевско-баллаганахском этапе осадконакопление определялось обстановками рифтогенного бассейна **[8]**. Выше выделяются два мощных трансгрессивных цикла. Эти обстановки коррелируются с процессами распада Родинии в период 800–680 млн лет **[2]**.

Период в 600–570 млн лет (дальнетайгинский горизонт) определяется заложением и эволюцией островной дуги и задугового бассейна. Формирование базальных слоев горизонта происходило 600–580 млн лет назад, а свидетельства гляциальных событий коррелируются с глобальным оледенением **[1]**. Характерны островодужный (андезитовый) вулканизм и излияния базальтов спрединга задугового бассейна (Байкало-Муйская зона). Их влияние устанавливается в осадках Бодайбинской и Патомской зон **[5, 8]**. Период в 570–560 млн лет (жуинский горизонт) характеризуется образованием бассейна форландового типа, который сменился (с 560 млн лет) системой прогибов орогенного этапа (присаянский горизонт) **[4, 8, 9]**.

В сотнях местонахождений всех зон СБСП изучены многочисленные микрофоссилии **[9]**. Они отнесены к разным группам бактерий и водорослей **[5, 9].** Формы, интерпретируемые как хемолитотрофные (сульфатредуцирующие, железистые и другие типы, размером 1–15 мкм) бактерии, образуют скопления, слои и часто являются породообразующими (до 25 % от площади шлифов).

Этап трансформации задугового бассейна в режим форландового (смена дальнетайгинского горизонта жуинским) является наиболее важным для начала накопления УВ. Этот переход характеризуется увеличением биопродуктивности осадков, что хорошо фиксируется увеличением значений биофильных элементов, существенным возрастанием таксономического разнообразия органических остатков и резким возрастанием значений $C_{орг}$ **[3, 4]**. Наибольшая масса микрофоссилий, которая приурочена к глубоководному шельфу, склону и впадине бассейна (Байкальская и Бодайбинская зоны), относится к хемолитотрофным бактериям. Как предполагается, эти бактерии осуществляли аккумуляцию металлов в гидротермальном поле бассейна форланда **[5]**. Они же формировали гигантскую биомассу в стагнационных условиях котловин бассейна. В присаянское время давление южных плит на край Сибирского кратона, видимо, обусловило начало перераспределения УВ на север. Позже толщи присаянского времени были перекрыты мощными отложениями кембрия и ордовика. Этот период регионального метаморфизма, скорее всего, можно считать временем основного формирования нефтяных залежей. Ордовикский период характеризуется коллизией комплекса террейнов с южной окраиной Сибирского кратона **[11]**. К этому времени приурочены складкообразование, надвиги и дислокационный метаморфизм. Видимо, в период коллизии и после нее (ордовик, силур) УВ отжималось по коллекторам на север и концентрировалось в пористых породах венда – кембрия.



Тектонопалеогеографические срезы эволюции юга Сибирского кратона (платформы) в неопротерозое. *1* – предполагаемая площадь суши кратона; *2* – предполагаемая площадь суши островов; *3* – граница Сибирской платформы и СБСП; *4* – современная граница Сибирского кратона; *5–7* – предполагаемая площадь морского пространства: *5* – мелководной части, *6* – впадин бассейнов, *7* – глубоководных впадин; *8* – зоны рифтогенеза с магматизмом основного состава; *9* – участки аэрального вулканизма; *10* – участки гляциальных обстановок; *11* – вероятные дивергентные движения; *12* – вероятные конвергентные движения; *13* – пути миграции УВ в отложения платформы; *14* – стратиграфические подразделения (без слова «свита»): An-il – анангрская-илигирская, Dl – дальнетайгинский гор., Dl(Os_1) – дальнетайгинский гор. (оселковая сер.); Hl-Tk – холоднинская-туколамийская; Kr – карагасская сер.; Md-Bl – медвежевский-баллаганахский гор.; Mt – мотская сер.; Ok – окинская сер.; Ol – олокитская сер.; Pd – падринская сер., Pdr – падроканская.; Pr – присаянский гор.; Uk – усть-келянская; Ust – усть-тагульская; Zn – жуинский гор.; Zn(Kc) – жуинский гор. (качергатская); Zn(Os_2) – жуинский гор. (оселковая сер.).

Все более возрастающий интерес представляют поиски УВ в зоне сочленения СБСП и Сибирской платформы **[6]**. Как показано, Бодайбинский и Байкальский прогибы представляли собой основные области, питавшие месторождения УВ Непско-Ботуобинской антеклизы и Ангаро-Ленской ступени. Прогнозирование залежей УВ в отложениях этих прогибов затрудняется существованием складчато-надвиговых дислокаций, осложняющих строение верхней части разреза **[7]**. Вместе с тем в пределах краевых прогибов Сибирской платформы широко развиты органогенные постройки в толщах венда и кембрия – возможных коллекторах для УВ. Близость карбонатов венда к нефтематеринским толщам рифея – венда делает их предпочтительными объектами для поисков нефти. Весьма перспективными выглядят участки фациального замещения терригенных толщ карбонатными.

Оценивая перспективы поисковых работ в зоне сочленения краевых прогибов и платформы, следует отметить нефтегазоносность ее северной и северо-восточной части, в том числе доказанную открытием Чайкинской газоконденсатной залежи. Таким образом, есть все основания полагать, что направление поисковых работ на территорию краевых прогибов даст возможность выявить здесь новые зоны нефтегазоносности.

[1] *Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Чумаков Н.М.* Новые находки ранневендских микрофоссилий в уринской свите: пересмотр возраста Патомского комплекса Средней Сибири // ДАН. 2008. Т. 419. № 6. С. 782–787.

[2] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др.* Эволюция южной части Сибирского кратона в неопротерозое: петрология и геохронология магматических комплексов, возможная взаимосвязь с распадом Родинии и раскрытием Палеоазиатского океана // Проблемы тектоники Центральной Азии / Ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2005. С. 127–136.

[3] *Коробейников Н.К.* Углеродистые формации позднего докембрия Западного Прибайкалья и Байкало-Патомского нагорья: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. 20 с.

[4] *Немеров В.К., Станевич А.М.* Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогенеза в бассейнах Байкальской горной области // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 456–470.

[5] *Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А. и др.* Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 729–747.

[6] *Поспеев А.В., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Вахромеев А.Г.* Южное Прибайкалье – полигон для изучения нефтегазоносности краевых прогибов юга Сибирской платформы // География и природные ресурсы. 2016. № 6 (спецвыпуск). С. 22–27.

[7] *Станевич А.М., Вахромеев А.Г.* Стратиграфическая схема позднего докембрия Саяно-Байкальской складчатой области. Справочник. Иркутск: Изд-во ИРНИТУ, 2018. 46 с.

[8] *Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А. и др.* Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.

[9] *Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н.* Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: Гео, 2006. 204 с.

[10] *Федоровский В.С.* Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.

[11] *Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др.* Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.

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

2018. Выпуск 16. С. 262–264

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ КАТУГИНСКОГО МАССИВА ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

Е.В. Толмачева[1], С.Д. Великославинский[1], Н.С. Прокопов[2]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, helena-tolmacheva@yandex.ru
[2] Ростов-на-Дону, Научно-исследовательский институт физической и органической химии Южного федерального университета, nsprokopov1803@yandex.ru

Палеопротерозойский (2055±7–2066±6 млн лет (Ларин и др., 2002; Котов и др., 2018)) Катугинский массив щелочных гранитов, который является одним из крупнейших Zr-Ta-Nb-Y-REE месторождений мира, локализован в южной части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита в непосредственной близости от Станового структурного шва. Изначально **[1 и др.]** это месторождение рассматривалось как рудоносные щелочные метасоматиты, не связанные с магматизмом. Позднее **[2, 3]** было установлено, что эти образования представляют собой интрузию щелочных гранитов, неоднократно испытавшую термальное воздействие (1921±5 и 1876±7 млн лет) **[4])** и неравномерно обогащенную рудными компонентами. В пределах интрузии выделены **[5**] три группы щелочных гранитов: 1) биотитовые и биотит-рибекитовые (западный блок); 2) биотит-арфведсонитовые и 3) арфведсонитовые, эгирин-арфведсонитовые и эгириновые (восточный блок). Крайними разновидностями являются эгириновые и биотитовые граниты. Несмотря на отсутствие четких геологических критериев, указывающих как на последовательность формирования выделенных групп, так и на возможность отнесения их к разным фазам, высказано предположение о формировании массива в течение трех магматических импульсов в последовательности, соответствующей перечисленным группам. При этом существующие различия между группами связываются с различными источниками их формирования. Для первой группы предполагается мантийный источник (дифференциация базальтовой магмы), для третьей группы – коровый источник, а для второй – смешанный мантийно-коровый источник.

Промышленные руды локализованы исключительно в эгиринсодержащих гранитах восточной части Катугинского массива. Таким образом, согласно рассмотренной выше модели **[5]**, эгиринсодержащие граниты и руды формировались на завершающей стадии становления массива. Однако эта модель не учитывает ликвацию первично-гомогенного расплава на несмешиваемые алюмосиликатный и фторидно-солевой расплавы, широко проявленную при становлении массива. Учет этого фактора приводит к обоснованию модели одноактного внедрения первично-гомогенной магмы с последующей ликвацией, приводящей к диаметрально противоположной последовательности кристаллизации выделенных групп гранитов, значительно лучше согласующейся с полученными новыми данными о температуре их кристаллизации и позволяющей объяснить ассоциацию промышленных руд с эгиринсодержащими гранитами.

В настоящее время в мире известно не менее 25 массивов криолитсодержащих щелочных гранитов **[6]**, формирование которых сопровождалось ликвацией на силикатный и фторидно-солевой расплавы, и практически со всеми массивами связана редкометалльная минерализация. Присутствие криолита в эгиринсодержащих гранитах Катугинского массива является одной из наиболее важных их особенностей. Содержание криолита составляет 1–5 – 15 % породы. Он наблюдается в виде равномерной густой вкрапленности мелких (10–50 мкм) округлых зерен в породообразующих минералах и в межзерновых пространствах, в виде прожилков и более крупных гнезд и линз. Каплевидные зерна являются результатом проявления ликвации (жидкостной несмесимости) – разделения фторидного солевого (преимущественно криолитового) и алюмосиликатного расплавов и, по сути, являются расплавными включениями. О их магматическом генезисе свидетельствуют структуры «снежного кома» в породообразующих минералах и зоны закалки на «каплях». Их гомогенизация происходит при температуре 760±10 ºС, что соответствует температуре кристаллизации фторидно-солевой составляющей эгиринсодержащих гранитов. Большая часть каплевидного криолита декрепитирована в результате наложенного

позднее метаморфизма. Декрепетированные криолитовые расплавные включения плавятся при температуре 900±10 ºС, соответствующей температуре плавления чистого криолита. Присутствие флюидных водно-солевых включений в крупных выделениях криолита, гомогенизирующихся в температурном интервале 250–400 °С, связано не с магматизмом, а с наложенным метаморфизмом.

Второй особенностью эгиринсодержащих гранитов является наличие шлировидных кумулятивных скоплений циркона и его «густой» равномерной вкрапленности. Расплавные включения (РВ) наблюдаются во многих минералах гранитов Катугинского массива, но ненарушенные, полностью раскристаллизованные РВ отмечаются только в цирконе. РВ состоят из кварца, полевых шпатов, пирохлора и колумбита. Размеры РВ 2–20 мкм. Температура гомогенизации этих РВ – 750–775 °С и достаточно близка к температуре кристаллизации фторидно-солевой составляющей. Многочисленность РВ в цирконе (до 10 % объема зерен) свидетельствует о его очень быстрой кристаллизации. Не менее важной особенностью эгиринсодержащих гранитов является их высокая флюидонасыщенность (около 5 мл/г) по сравнению с биотитовыми гранитами (не более 1 мл/г) при близком преимущественно углекислотно-водном составе флюида.

В кварце биотитовых гранитов сохраняются ненарушенные РВ, что, скорее всего, обусловлено невысоким содержанием флюида в расплаве. Температура гомогенизации этих РВ – 730±10 ºС. Таким образом, температура кристаллизации биотитовых гранитов значительно ниже температуры кристаллизации эгиринсодержащих гранитов (750–775 °С).

Имеющиеся геохимические данные также подтверждают ликвацию на алюмосиликатный и криолитовый расплавы. В частности, биотитовые граниты значимо отличаются от эгиринсодержащих гранитов более высоким содержанием таких петрогенных элементов, как SiO_2, и более низкими содержаниями Na_2O, Al_2O_3 и F (при наличии криолита F является петрогенным элементом). Отделение от первично-гомогенного расплава криолитового расплава ($Na_3[AlF_6]$) приводит к обогащению остаточного расплава SiO_2 (криолит не содержит кремнезема) и к обеднению его Na_2O, Al_2O_3 и F. В связи с тем, что криолитовый расплав не полностью удаляется из силикатно-солевой системы (часть солевого расплава консервируется в виде включений), на диаграммах Харкера в координатах SiO_2–Al_2O_3, SiO_2–Na_2O, SiO_2–F фигуративные точки эгиринсодержащих и биотитовых гранитов образуют непрерывные отрицательно скоррелированные последовательности, что указывает на кристаллизацию биотитовых гранитов из остаточного расплава.

Согласно экспериментальным данным **[7]**, концентрация Zr, Nb и Ta в алюмосиликатном расплаве резко снижается при уменьшении в нем содержания фтора (в том числе и за счет ликвации), в результате чего увеличивается активность кислорода, что, в свою очередь, приводит к быстрой кристаллизации таких минералов, как циркон, пирохлор, колумбит. Ликвация и образование шлировидных скоплений циркона и других редкометалльных минералов возможны только на начальных стадиях кристаллизации расплавов, поэтому именно проявление ликвации в высокотемпературном, содержащем большое количество флюида (возможно, в апикальной части массива) расплаве и привело к образованию наиболее богатых промышленных руд Катугинского месторождения, ассоциирующих с наиболее высокотемпературными эгиринсодержащими гранитами, кристаллизующимися на начальной стадии становления массива.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что Катугинский массив формировался в результате одноактного внедрения первично-гомогенной богатой фтором щелочной магмы. При снижении температуры до Т=750–775 °С произошло разделение наиболее флюидонасыщенной части расплава на алюмосиликатную и фторидно-солевую составляющие. Одновременная их кристаллизация привела к формированию промышленных руд в криолитсодежащих эгирин-арфведсонитовых гранитах. Из остаточного алюмосиликатного расплава, практически полностью отсепарированного от фторидно-солевой компоненты, при температуре 730±10 ºС кристаллизовались биотитовые граниты, не содержащие промышленной редкометалльной минерализации.

[1] *Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В., Собаченко В.Н.* Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Ta-Nb-Zr месторождения (Чаро-Удоканский район, Восточная Сибирь) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 2. С. 115–131.

[2] *Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З.* Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометалльного месторождения (Алданский щит) // ДАН. 2015. Т. 463. № 2. С. 187–191.

[3] *Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Котов А.Б., Старикова А.Е., Шарыгин В.В., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Хромова Е.А.* Генезис Катугинского редкометалльного месторождения: магматизм против метасоматоза // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 3. С. 9–22.

[4] *Котов А.Б., Владыкин Н.В., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Скляров Е.В., Великославинский С.Д., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Радомская Т.А., Толмачёва Е.В.* Возраст преобразований редкометалльных щелочных гранитов Катугинского массива (Алданский щит) // ДАН. 2018. Т. 478. № 1. С. 54–58.

[5] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Котов А.Б., Ларин А.М., Старикова А.Е., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д.* Петрогенезис и источники расплавов раннепротерозойских гранитов Катугинского массива // Петрология. 2018. Т. 26. № 1. С. 52–71.

[6] *Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н., Алферьева Я.О.* Лейкократовые магматические расплавы с предельными концентрациями фтора: эксперимент и природные отношения // Петрология. 2013. Т. 21. № 5. С. 499–516.

[7] *Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н.* Фазовые отношения во фторсодержащей гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами (экспериментальное исследование). М.: ГЕОС, 2005. 188 с.

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

2018. Выпуск 16. С. 265–266

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЧЕХЛА ГАРГАНСКОЙ ГЛЫБЫ И ТЕЛ ВЫСОКОЧИСТЫХ КВАРЦИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

А.М. Федоров[1, 4], А.М. Мазукабзов[2, 4], Д.Ц. Аюржанаева[3], А.И. Непомнящих[1, 4]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, sashaf@igc.irk.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, mazuk@crust.irk.ru
[3] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dulmazhap@mail.ru
[4] Иркутск, Иркутский научный центр СО РАН

В результате детального изучения чехла Гарганской глыбы на ее северо-западном фланге получены новые данные о его строении, что позволяет внести коррективы в прогноз ресурсов на высокочистое кварцевое сырье.

На Ока-Урикском участке (верховье р. Топхор-Жалга) составлен наиболее полный разрез иркутной свиты. Здесь базальные слои свиты, слагающие трансгрессивный ритм, представлены мелкогалечными конгломератами, которые сменяются гравелистыми песчаниками и алевролитами. Завершается ритм карбонатными и кремнисто-карбонатными образованиями. Видимая мощность ритма достигает 220 м. Вышележащая пачка, слагающая второй ритм, начинается разнозернистыми кварцевыми песчаниками мощностью не менее 150 м. Они с размывом перекрывают породы нижележащего ритма. Кварцевые песчаники вверх по разрезу постепенно сменяются темноокрашенными полосчатыми кварцитами, в верхах которых присутствует линзообразный маломощный (до 5 м) горизонт кремнисто-углеродистых пород. Наблюдаемый разрез иркутной свиты завершается кремневидными микрокварцитами – суперкварцитами пластообразной формы с пологим погружением на северо-запад. Судя по замерам слоистости, породы разреза погружаются в северо-западном направлении под углами до 30°. Аналогичное падение имеет полосчатость в темно-серых и серых разновидностях кварцитов, что позволяет относить их к седиментационным текстурам. Завершают разрез иркутной свиты карбонаты, представленные на Уренгенурском участке **[1]**. Корреляция с другими участками показывает, что мощности сопоставляемых пачек меняются и особенно это заметно при сравнении образований карбонатной пачки. При этом средняя часть иркутной свиты, представленная существенно кремнистой (кварциты) пачкой, имеет максимальную мощность в Ока-Урикском и Урдагарганском участках, достигая 700 м.

Структурные наблюдения в редких обнажениях, сохранившихся среди курумов, показали, что азимут падения слоистости в породах свиты варьируется от 250 до 330° при углах наклона от 10 до 50°. Более крутые залегания полосчатости (до 70°) связаны с редко наблюдаемыми мезомасштабными асимметричными складками, осевые поверхности которых погружаются в северо-западном направлении. Шарниры этих складок погружаются на северо-восток под углами 20–30°. Крупномасштабные складчатые деформации в пределах территории до настоящего времени закартировать не удалось. Полученные структурные данные позволяют полагать, что свита в целом слагает моноклиналь, полого погружающуюся в северо-западном направлении и осложненную крупными пологими флексурами северо-восточной вергентности и разломами. Вблизи зон тектонических нарушений северо-восточного простирания, отделяющих восточные блоки от западных на Ока-Урикском участке, углы падения слоистости в породах иркутной свиты увеличиваются до 70°, что, вероятно, обусловлено изгибом пластов вблизи плоскости смещения. Восстанавливаемый стиль тектонического развития обусловлен тем, что в деформацию были вовлечены достаточно мощные толщи кварцитов, характеризующихся высокой вязкостью и с трудом поддающихся пластическим дислокациям. При этом в карбонатных породах, ассоциирующих с кварцитами, наоборот наблюдается высокая степень дислоцированности с формированием многопорядковых малых складчатых форм.

Детальное изучение продуктивных пластовых тел высокочистых кварцитов на Урдагарганском (Кварцитовый отрог) и Ока-Урикском участках показало, что они могут формироваться в средней части пачки темно-серых мелкозернистых кварцитов и связаны с определенными

условиями, возникающими в толще кварцитов вследствие тектонических деформаций и перемещений. Границы между темно-серыми и осветленными (до появления порфировидных кварцитов в средних частях) постепенные. Изменение цвета пород от темного до белого может наблюдаться на участках от первых десятков сантиметров для небольших прослоев до первых метров для более крупных тел.

В осветленных разновидностях кварцитов слоистость исчезает, что вызывает затруднения при сопоставлении этих разновидностей. При обследовании темно-серых и серых кварцитов со слоистостью были обнаружены блоки, сохранившие слоистость в виде реликтовых прослоев и удлиненных пятен и маломощное осветление в некоторых случаях с появлением порфировидных включений. При этом зона осветления под небольшими углами (от 10 до 30° редко до 50°) сечет слоистость пород. Осветленные зоны имеют невыдержанную мощность и могут изменяться от первых сантиметров до первых дециметров в раздувах на протяжении нескольких десятков сантиметров. Порфировидные субпараллельные включения кварца в осветленных прослоях ориентированы под углами от 30 до 45° к плоскости пласта и могут иногда выходить за его пределы и выделяться в краевых частях темных участков кварцита. В некоторых случаях ленты или полосы осветленных кварцитов (в том числе с порфировидными включениями) могут разветвляться и соединяться под достаточно крутым углом. Зерна кварца порфировидных включений из осветленных лент или полос, как правило, имеют небольшие размеры и достигают 2×1 мм, постепенно увеличиваясь до 4×2 мм в сплошных порфировидных кварцитах – суперкварцитах. Сопоставляя измеренные углы падения слоистости и полосчатостости в разных коренных обнажениях, наблюдаемых одновременно в хорошо сохранившихся крупных глыбах элювиально-делювиальных развалов, можно сделать заключение о том, что первичная слоистость имеет более крутое падение и сечется более поздней полосчатостью с падением около 5–15°. Это наблюдение позволяет предположить образование суперкварцитов в результате возникающего динамического напряжения в темно-серых кварцитах под действием оползающих в северо-западном направлении вышележащих пород вследствие коллапса обдукции офиолитов на Гарганскую глыбу **[1]**. Несмотря на то, что большая часть наблюдений подтверждает эту закономерность, было отмечено и исключение, которое требует дополнительного изучения.

Основными результатами полевых наблюдений является вывод о преимущественно моноклинальном залегании осадочно-метаморфогенных пород иркутной свиты и перекристаллизованных продуктивных тел высокочистых кварцитов среди пачек черных и темно-серых. Данный вывод дает основание для прогнозирования тел высокочистых кварцитов на глубине и соответственно об увеличении прогнозных ресурсов данного типа кварцевого сырья в пределах Восточно-Саянской кварценосной провинции.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00439).

[1] *Fedorov A.M., Makrygina V.A., Nepomnyaschikh A.I., Zhaboedov A.P. Parshin A.V., Posokhov V.F., Sokolnikova Yu.V.* Geochemistry and petrology of superpure quartzites from East Sayan Mountains, Russia // Acta Geochimica. 2018 (in press). doi:10.1007/s11631-018-0268-5 2018.

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

2018. Выпуск 16. С. 267–268

ОЛЬХОНСКИЙ ТЕРРЕЙН: ТРАЕКТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТРАНСПОРТА В РЕЖИМЕ ФРОНТАЛЬНОЙ КОЛЛИЗИИ

В.С. Федоровский[1], А.М. Мазукабзов[2]

[1] Москва, Геологический институт РАН
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Формирование раннепалеозойской коллизионной системы Сибирский кратон – Ольхонский террейн на ранних этапах конвергенции происходило в условиях фронтального взаимодействия. На современной поверхности здесь вскрыты глубинные горизонты коры, представленные исключительно метаморфическими породами. Степень метаморфизма колеблется в широких пределах: от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. Причленение к кратону разнородных по своей исходной природе сегментов коры Центрально-Азиатского пояса было реализовано в условиях тектонического течения и сопровождалось интенсивными деформациями покровного типа. Ориентировки осевых поверхностей таких складок, а также зон шарьяжей и многочисленных покровных пластин позволяют уверенно определить векторы тектонического транспорта на этапах фронтальной коллизии. Они отвечают северо-западным румбам (в современных координатах) и направлены практически перпендикулярно линии коллизионного шва бластомилонитов, который разделяет Ольхонский террейн и Сибирский кратон. Вместе с тем, если в плане траектории тектонического транспорта достаточно устойчивы и однообразны, то в вертикальном срезе можно наблюдать совсем иную картину: векторы транспорта испытывают резкие колебания, занимая то субгоризонтальную, то субвертикальную позицию. На площади Ольхонского региона обособляются две крупных зоны преобладающего субгоризонтального тектонического течения (районы Крестовая падь – Бирхин-Бегул и Шебарта-Танхан – Змеиная падь) и две зоны субвертикального течения (районы Орсо-Анга и Горхон-Тагот – остров Ольхон).

Причина смены субгоризонтальных глубинных тектонических потоков на субвертикальные достаточно очевидна: региональная коллизионная система отличается резкой реологической неоднородностью, в ней контрастно проявлена роль инденторов. В механически неустойчивых конструкциях, охваченных тектоническим течением, они выступали как жесткие упоры. Самый крупный из инденторов – это, конечно, Сибирский кратон. Именно к нему и примыкает широкая и протяженная полоса субвертикальных структур, локализованных в теле Ольхонского террейна. Особенно выразительны в этом плане крупные складки колчановидного типа. Одна из них – известная своей необычной в плане морфологией структура Улан-Харгана (габброиды с признаками магматической расслоенности и вмещающие их гранулиты первично-осадочного генезиса). Изначально субгоризонтальное силлообразное магматическое тело было в условиях тектонического течения вовлечено в складки колчановидного типа (с субгоризонтатными шарнирами), а затем весь пакет таких складок – в непосредственной близости от границы с Сибирским кратоном и тесно прижатый к нему – был развернут в субвертикальную позицию. Еще одна, уникальная по своим размерам, колчановидная композиция (ее протяженность 22 км) закартирована на северо-востоке Приольхонья (район Тагот) и в южной части острова Ольхон. В ее строении участвуют габброиды комплекса Танхан и метаморфиты ольхонского комплекса.

Крупный пакет субвертикально ориентированных пластин разделяет две широкие в плане зоны развития покровных систем, локализованные на юго-западе территории. Причина разворота тектонического потока в этом случае не столь очевидна, как вблизи кратона. Но все же намеки на расшифровку этой ситуации здесь имеются. Вдоль всей границы между субгоризонтальной и субвертикальной структурами здесь располагается протяженная (около 20 км) пластина микрогнейсов и амфиболитов комплекса Орсо. Возраст этих образований составляет 790–850 млн лет (в нашей схеме тектоники это микротеррейн Орсо), и, по-видимому, в напряженной обстановке коллизионного сжатия такая единица могла выступать в роли внутреннего индентора, обеспечив, таким образом, «жесткий» упор и последующий разворот в вертикальное

положение регионального глубинного субгоризонтального тектонического потока. Роль микротеррейна Орсо как внутреннего индентора пока, впрочем, не очевидна. Если неопротерозойский возраст пород комплекса Орсо установлен, то ожидаемый «байкальский» возраст его коры еще не доказан – и это пока проблема. В любом случае присутствие в коллаже пластины более древних пород настораживает и позволяет обсуждать различные варианты интерпретаций. Нужно иметь в виду, конечно, и тот факт, что узкий в плане и протяженный микротеррейн Орсо разделяет единицы регионального ранга – с юго-запада это субтеррейн Крестовский, а с северо-востока – коллаж пластин субтеррейнов Нутгей и Тутай. Это обстоятельство может быть достаточным для объяснения резких колебаний траекторий тектонических потоков вблизи их контактов.

Интересные результаты дает изучение внутренней структуры известного Бирхинского массива габброидов. Его тело составляют несколько мощных пологих пластин, шарьированных друг на друга, иногда разделенных метаморфитами рамы. Самая северная пластина пакета испытала резкий разворот в вертикальную позицию и нередко картируется как самостоятельный массив Улан-Нур, хотя очевидно, что составы всех пластин одинаковы, а тело вертикального массива Улан-Нур отделено от основного пакета Бирхинского массива узкой полосой пород рамы, а на значительном протяжении они и непосредственно соприкасаются. В плане пластина Улан-Нур испытывает резкий (на 90°) разворот и такая конфигурация отражает динамику синтаксиса, реализованную при активном транспорте жестких пластин габброидов в режиме фронтальной коллизии. В зоне максимального сжатия (вблизи Сибирского кратона) пластина Улан-Нур была тектонически блокирована и выжата в режиме сдвига в северо-восточном направлении. Эти эпизоды зафиксированы многочисленными крупными гранитными жилами, рассекающими поперек все тело массива. Дугообразная конфигурация жил позволяет уверенно определять траекторию тектонического транспорта массива Улан-Нур на финальных этапах коллизии. Кинематическая ситуация массива Улан-Нур примечательна тем, что сдвиг, эффектно реализованный при его становлении, происходил в условиях фронтальной коллизии, а последовавшая затем косая коллизия кратона и террейна, носившая тотальный характер, по-видимому, лишь незначительно усилила такие тенденции. В целом палитра кинематических рисунков фронтальных столкновений террейна и кратона чрезвычайно разнообразна. Она включает ранние складчатые системы и покровного, и сдвигового генезиса. Это серьезно запутывает расшифровку интегральной структуры, поскольку сдвиговые складчатые конструкции типичны для эпизодов косой коллизии, сменившей здесь фронтальную и охватившей все тело террейна. Кроме того, косая коллизия завершалась в регионе еще и формированием выжатых тектонических покровов, сходных по своей морфологии с более ранними покровами этапов фронтальной коллизии. Это исключает возможность каких-то простых и скороспелых выводов. Сама кинематика (покров, сдвиг) еще не указывает на тип геодинамики (фронтальная или косая коллизия). В то же время весь этот калейдоскоп может дать ответы на многие вопросы тектоники коллизионного процесса. А может и не дать…

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

2018. Выпуск 16. С. 269–270

ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ: СТО ЛЕТ ПОИСКА

В.С. Федоровский[1], Е.В. Скляров[2], Д.П. Гладкочуб[2], А.М. Мазукабзов[2], Т.В. Донская[2], А.В. Лавренчук[3], А.Б. Котов[4]

[1] Москва, Геологический институт РАН
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
[4] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Площадь Ольхонского региона (исключая акватории Байкала и проливов) составляет 2500 км^2. Здесь абсолютно преобладают метаморфические породы. Степень метаморфизма колеблется от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации включительно. История исследований этой территории (она насчитывает более 100 лет) полна эпизодами экзотического характера. Были предложены несколько схем развитых здесь комплексов (все они оказались ошибочными). Одна за другой возникали и схемы стратиграфии метаморфических толщ, общей особенностью которых было несоответствие реальному материалу и отсутствие аргументов, которые могли бы определить кровлю и подошву какого-либо горизонта. Не было недостатка и в тектонических схемах. В одни из них утверждалось, что структура метаморфитов региона отличается удивительной простотой, в других с такой же настойчивостью доказывалось противоположное – удивительная сложность структуры, вплоть до полного агностицизма, невозможность расшифровать тектонику метаморфитов. Возраст этих образований десятилетиями считался раннедокембрийским – и это самое большое заблуждение, от которого сегодня остались только «комичные» воспоминания. Но самое поразительное в этом многолетнем нагромождении ошибок и заблуждений – отсутствие собственно геологических изысканий. Такое впечатление, что геологией здесь почти 100 лет занимались «ботаники». Отсутствие профессиональных геологических карт этой хорошо обнаженной территории – красноречивое свидетельство провала геологических исследований в регионе, уникальном по своему научному потенциалу.

В системе структур Восточной Сибири Ольхонский регион занимает ключевую позицию. Он расположен на стыке систем глобального ранга – Сибирского кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса. Доказан конвергентный характер их взаимодействия в раннем палеозое. Основной мотив геодинамики – коллизия Ольхонского террейна и Сибирского кратона. Сегодня закартировано около 200 единиц, образующих композитный Ольхонский террейн. Они, в свою очередь, участвуют в строении четырех субтеррейнов (Крестовский, Тонта, Тутай и Нутгей). Только первый из них (Крестовский субтеррейн) – единая структура. Три остальных субтеррейна в процессе коллизионного взаимодействия были дезинтегрированы и тектонически перемешаны. Группировки пластин субтеррейнов Тонта и Тутай или Нутгей и Тутай составляют коллизионные коллажи, которые и определяют генеральную структуру Ольхонского террейна.

В строении субтеррейнов участвуют несколько комплексов метаморфитов. Один из них – комплекс Шебарта – однообразен по составу, и это его устойчивый признак (гнейсы кислого состава, мигматиты, гранитогнейсы, иногда амфиболиты). Комплекс Шебарта – основной компонент субтеррейна Тутай. Никаких постепенных переходов с другими метаморфическими комплексами он не имеет. Контакты повсеместно представлены шир-зонами и бластомилонитами. Остальные метаморфические комплексы однообразны в своей пестроте. Это кальцитовые и доломитовые мраморы, разнообразные кварциты, амфиболиты, мафитовые гнейсы, метавулканиты. Подобные породные наборы встречаются в любых частях территории, и прямых данных ни для их расчленения, ни для корреляций нет. Однако все эти пестрые по составу толщи ассоциированы с различными типами метагабброидов, и такая специфика может быть использована для разделения формально сходных метаморфитов на разные комплексы. Попытка такого рода отражена на новой Аэрокосмической геологической карте Ольхонского региона (первое

издание – 2017 г.), а весь этот материал стал основанием для выделения в структуре Ольхонского террейна кроме субтеррейна Тутай еще трех единиц такого же ранга. Это субтеррейн Тонта (пестрый по составу чернорудский комплекс ассоциирован здесь с габброидами комплекса Улан-Харгана), субтеррейн Нутгей (пестрый по составу ольхонский комплекс, ассоциированный с габброидами комплекса Танхан) и субтеррейн Крестовский, слоистые метаморфиты которого тесно переплетены с габброидами Бирхинской магматической ассоциации. Такая операция позволила не только непротиворечиво выделить реальные метаморфические комплексы территории, но и приблизиться к расшифровке анатомии Ольхонского террейна. Кроме перечисленных субтеррейнов (они образуют каркас террейна) в его составе присутствует еще и несколько экзотических микротеррейнов.

Выделенные субтеррейны резко отличаются по своим реологическим характеристикам. В процессе реализации эпизодов фронтальной и косой коллизии террейна и Сибирского кратона это имело решающее значение при формировании генеральной структуры Ольхонского террейна. Главный индентор системы – Сибирский кратон. Из перечисленных выше четырех субтеррейнов сходными свойствами обладает Крестовский субтеррейн. Более половины его объема составляют тела механически «жестких» габброидов, а сам Крестовский субтеррейн выступает в роли внутреннего индентора Ольхонского террейна. Поскольку Крестовский субтеррейн занимает самую южную позицию среди других субтеррейнов, очевидно, что в процессе его сближения с Сибирским кратоном все остальные субтеррейны, заключенные между ними и образованные маловязкими (пластифицированными) породами, были охвачены тектоническим течением, расплющены, раздавлены и тектонически выжаты из зоны максимального сжатия, расположенной между главными инденторами: Сибирским кратоном и Крестовским субтеррейном. Эти и многие другие обстоятельства форматировали сложнейший по своей тектонике коллизионный композит на границе Сибирского кратона и Центрально-Азиатского пояса. Далеко не все эпизоды этой бурной истории расшифрованы, но уже полученный материал не только представляет новый и реальный образ картируемой здесь системы, но и определяет тренды дальнейшего поиска. Это позволяет надеяться на то, что затянувшийся период блуждания в потемках закончился.

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

2018. Выпуск 16. С. 271

U-Pb (LA-ICP-MS) ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ Mo-РУДОНОСНЫХ ГРАНИТ-ПОРФИРОВ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

В.Б. Хубанов, А.А. Цыганков, А.М. Хубанова, Т.Т. Врублевская, В.В. Бурдуковский, М.Д. Буянтуев, Г.Н. Бурмакина

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, khubanov@mail.ru

В Западном Забайкалье в пределах полихронного Северо-Монголо–Забайкальского вулканоплутонического пояса (СМЗП) **[1, 2]** имеют распространение гипабиссальные гранит-порфиры и лейкограниты, с которыми связана экономически значимая молибденитовая минерализация. До последнего времени возрастное положение этих гранитов, как и собственно оруденения, оставалось не совсем ясным. Следует отметить, что традиционно данные гранит-порфиры и лейкограниты относились к гуджирскому комплексу, петротипом которого являются меловые граниты Первомайского месторождения (Джидинский рудный район) **[3]**. В сообщении представлены данные о возрасте формирования гранит-порфиров и лейкогранитов ряда Mo-месторождений и рудопроявлений Западного Забайкалья.

Датирование проводилось с помощью U-Pb изотопного исследования цирконов посредством LA-ICP-MS метода **[4]**.

В пределах Джилинского рудного района исследованы цирконы из гранитов Первомайского, Мало-Ойногорского и Булуктайского месторождений. Получены следующие даты: Первомайское – 123.4±1.4 млн лет; Мало-Ойногорское – 313.3±4.6 и 307.8±4.3 млн лет; Булуктайское – 128.6±1.9 и 126.8±1.8 млн лет.

Для Селенгинского рудного района: Колобковское месторождение – 280.5±2.8 млн лет; Жарчихинское месторождение – 281.0±3.7 и 279.5±3.7 млн лет; Харитоновское месторождение – 179.5±1.8 млн лет; Новопавловское месторождение – 167.0±2.1 и 163.3±1.7 млн лет; Брянское рудопроявление – 288.9±4.7 млн лет.

Кроме того, были датированы цирконы из Жиримского штока с молибденитовой минерализацией Бургасской многофазной монцонит-сиенит-гранитной интрузии – 293.4±2.7 млн лет.

Таким образом, в пределах Западно-Забайкальского сегмента СМЗП имело место не менее трех этапов становления рудоносных гранитов: 1) позднекарбон-раннепермский этап – это Колобковское, Жарчихинское, Мало-Ойногрское месторождения, а также Брянское и Жиримское рудопроявления; 2) юрский – Харитоновское и Новопавловское месторождения; 3) меловой – Первомайское и Булуктайское месторождения.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 17-05-00275а и комплексной программы фундаментальных научных исследований СО РАН «Карбон-пермо-триасовые гранитоидные батолиты и базит-ультрабазитовые комплексы южного обрамления Северо-Азиатского кратона: возрастные рубежи, численные модели формирования, металлогения» №II.1.39.

[1] *Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В.* Монголо-Забайкальская щелочногранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 232 с.

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

[3] *Чернышев И.В., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Иванова Г.Ф.* Rb-Sr геохронология процессов последовательного формирования гранитов, грейзенизации и гидротермальной минерализации: Джидинское W-Mo месторождение, Западное Забайкалье // ДАН. 1998. Т. 360. № 4. С. 537–540.

[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.

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

2018. Выпуск 16. С. 272–274

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ ХРЕБТА ТАЛАССКИЙ АЛАТАУ (КЫРГЫЗСТАН)

А.К. Худолей[1], Д.В. Алексеев[2], С.Э. Дюфрейн[3]

[1] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет a.khudoley@spbu.ru
[2] Москва, Геологический институт РАН, dvalexeiev@mail.ru
[3] Эдмонтон, Канада, Университет провинции Альберта, dufrane@ualberta.ca

Хребет Таласский Алатау располагается на северо-западном окончании Тянь-Шаньской горной системы, на западе Республики Кыргызстан. Слагающие его терригенные и карбонатные породы накапливались в осадочных бассейнах рифтогенной и пассивной окраины Ишим-Срединно-Тянь-Шаньского микроконтинента. В современной структуре региона с северо-востока на юго-запад выделяются три крупные тектонические единицы: Кумыштагский, Таласский и Узунахматский покровы **[1, 2]**. Кумыштагский покров сложен породами от неопротерозоя до ордовика; в верхней части неопротерозойского разреза выделяются тиллиты, которые перекрываются массивными карбонатами кембрия – ордовика. Таласский покров сложен ритмичными терригенными и карбонатными породами, накапливавшимися как в сравнительно глубоководных обстановках, так и в прибрежно-морских условиях. Вверх по разрезу объем карбонатных пород возрастает. Породы Узунахматского покрова сходны по составу и строению с породами Таласского покрова, но метаморфизованы в фации зеленых сланцев **[3]**. Возраст пород Таласского покрова является предметом дискуссий, и одни исследователи относят его к мезо- и неопротерозою **[4]**, другие – к нижнему палеозою **[5]**. Выделяются несколько этапов деформаций, наиболее интенсивным из которых был раннепалеозойский **[1, 2]**.

Хотя датирование обломочных цирконов стало уже обычным методом палеотектонических и палеогеографических реконструкций, в рассматриваемом регионе подобные исследования проводились только по единичным образцам **[6]**. В настоящей работе мы представляем результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из терригенных толщ Таласского и Узунахматского покровов, включающих узунахматскую и карабуринскую свиты Узунахматского покрова и тагыртаускую, сарыджонскую и чаткарагайскую свиты Таласского покрова, из которых было отобрано девять образцов средне- и крупнозернистых песчаников, по составу близких к граувакам. Цирконы из песчаников были выделены в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) с применением тяжелых жидкостей. U-Pb датирование выполнено в университете Эдмонтона (Канада) методом ICP-MS с лазерной абляцией. Рассматривался только возраст с дискордантностью менее 10 %. Число зерен в каждом образце варьировалось от 118 до 125. Возраст моложе 1000 млн лет рассчитывался по отношению $^{206}Pb/^{238}U$, древнее 1000 млн лет – по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$.

В Узунахматском покрове был изучен один образец из карабуринской свиты и два образца из узунахматской свиты, характеризующиеся очень сходным распределением возрастов обломочных цирконов. Доминируют зерна неопротерозойского возраста, образующие пик со значением около 810–820 млн лет. Зерна мезопротерозойского возраста единичны. На долю зерен палеопротерозойского и архейского возраста приходится около 30 % всех зерен; здесь преобладают палеопротерозойские зерна, слагающие небольшие пики со значениями около 1850, 2040 и 2095 млн лет.

В Таласском покрове были изучены пять образцов. Во всех образцах преобладают обломочные цирконы палеопротерозой-архейского возраста. В структурно наиболее низком (тагыртауская свита) на долю неопротерозойских зерен приходится примерно 35 % всех зерен, и они в основном сконцентрированы около доминирующего пика со значением около 815 млн лет. Выделяется также меньший пик со значениями около 905–910 млн лет. Зерна мезопротерозойского возраста хотя и присутствуют в небольшом количестве (около 5 %), пиков не образуют. Около 60 % зерен имеют палеопротерозой-архейский возраст и образуют серию пиков со значениями около 1830, 2040, 2465–2470, 2595 и 2695 млн лет. Три образца из вышележащей са-

рыджонской свиты имеют в целом довольно близкое распределение возрастов обломочных цирконов и так же мало отличающееся от наблюдаемого в образце из тагыртауской свиты. Здесь содержание обломочных цирконов неопротерозойского возраста составляет от 30 до 45 %, они образуют крупный пик около 810–815 млн лет и два меньших пика со значениями около 865–885 и 905–910 млн лет. Мезопротерозойские зерна единичны и пиков не образуют. Содержание зерен палеопротерозой-архейского возраста колеблется примерно от 50 до 65 %. Они образуют серию пиков, среди которых наиболее выражены пики со значениями 1860–1880, 2020–2035, 2490–2505 и 2720–2730 млн лет. В образце из вышележащей чаткарагайской свиты на долю неопротерозойских зерен приходится около 30 % всех зерен, и они образуют два отчетливых пика со значениями около 835–840 и 915–920 млн лет. Мезопротерозойские зерна хотя и составляют около 10 %, пиков не образуют. Преобладают (около 60 %) зерна палеопротерозой-архейского возраста, образующие три крупных пика со значениями около 1840–1845, 1985, 2465–2470 млн лет и несколько более мелких пиков архейского возраста.

Один образец взят из крайней северо-восточной части Узунахматского покрова, где степень метаморфизма пород заметно уменьшается, и по внешнему облику обнажающиеся здесь грубозернистые песчаники могут быть отнесены как к узунахматской свите Узунахметского покрова, так и к постунбулакской свите Таласского покрова. По распределению возрастов обломочных цирконов они также занимают промежуточное положение между породами Узунахматского и Таласского покровов с примерно одинаковым содержанием (по 45 %) обломочных цирконов неопротерозойского и палеопротерозой-архейского возраста. Наиболее крупный пик характеризуется значениями около 810–815 млн лет, а следующий по возрасту, но намного меньший пик располагается около 900 млн лет. Мезопротерозойские зерна (около 10 %) пиков не образуют, а более древние зерна образуют пики со значениями около 2050–2055 и 2510–2515 млн лет.

Полученные результаты позволяют сделать следующие предварительные выводы:

1. Раннепалеозойский возраст флишоидных толщ Таласского Алатау нашими данными не подтверждается. Самые молодые единичные зерна имеют возраст более 600 млн лет, а возраст самого молодого пика около 810–820 млн лет. Неопротерозойский возраст изученных отложений представляется наиболее вероятным.

2. Несмотря на значительную мощность разрезов Таласского и Узунахматского покровов (не менее 5–6 км), на диаграммах распределения возрастов обломочных цирконов во всех образцах фиксируются одни и те же пики около 810–820, 900–910, 2020–2055 млн лет, в большинстве образцов также отмечаются пики около 1840–1850 и 2465–2515 млн лет. Такое сходство позволяет предполагать, что накопление всего разреза как Таласского, так и Узунахматского покрова произошло довольно быстро и вряд ли могло занять более нескольких десятков миллионов лет.

3. В северо-восточном направлении (вкрест простирания структуры региона) происходит уменьшение содержания обломочных цирконов неопротерозойского возраста за счет увеличения содержания обломочных цирконов палеопротерозой-архейского возраста. Скорее всего, это отражает неоднородность источника сноса по площади, хотя нельзя исключать и того, что увеличение содержания обломочных цирконов неопротерозойского возраста в юго-западном направлении обусловлено увеличением роли источника сноса с широким развитием неопротерозойских магматических пород вверх по разрезу.

Исследование проводилось при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00267).

[1] *Худолей А.К., Семилеткин С.А.* Морфология и эволюция складчатых и разрывных структур Таласского Алатау (Северный Тянь-Шань) // Геотектоника. 1992. № 1. С. 68–77.

[2] *Voytenko V.N., Khudoley A.K.* Structural evolution of metamorphic rocks in the Talas Alatau, Tien Shan, Central Asia: Implication for early stages of the Talas-Ferghana Fault // Comptes Rendus Geoscience. 2012. V. 344. P. 138–148.

[3] *Фролова Н.С.* О влиянии метаморфизма на деформационные свойства горных пород (на примере Таласского Алатау) // Геотектоника. 1982. № 4. С. 18–24.

[4] *Беккер А.Ю., Макаров В.А., Разбойников А.Г.* Новые данные по стратиграфии карагаинской серии Таласского Ала-Тоо (Северный Тянь-Шань) // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1988. С. 114–126.

[5] *Мамбетов А.М., Максумова Р.А.* Находки мелкораковинных окаменелостей в нижнем палеозое Таласского Ала-Тоо (Северный Тянь-Шань) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 89–94.

[6] *Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V., Jeffreys T., Khudoley A.K., Wong J., Geng H., Shu L., Semiletkin S.A., Mikolaichuk A.V., Kiselev V.V., Yiang J., Seltmann R.* Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // Gondwana Research. 2014. V. 26. P. 957–974.

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

2018. Выпуск 16. С. 275–277

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ГОРЯЧИЕ ЗОНЫ ТРАНСТЕНСИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ: ИСТОЧНИКИ И СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ РАСПЛАВНЫХ АНОМАЛИЙ

И.С. Чувашова[1, 2], Йи-минь Сунь[3], С.В. Рассказов[1, 2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, chuvashova@crust.irk.ru
[2] Иркутск, Иркутский государственный университет
[3] Удаляньчи, Институт вулканов и минеральных источников Хэйлунцзянской академии наук

Новейшая активизация литосферы Внутренней Азии определялась дивергентным силовым полем Японско-Байкальского геодинамического коридора и конвергентным силовым полем Центрально-Азиатской области Индо-Азиатского взаимодействия. Сочетание дивергентных и конвергентных сил выразилось в развитии дискретных структурных элементов антиподного характера, проявившегося в расплавных аномалиях орогенных и рифтовых структур. В настоящем сообщении приводится сравнительный анализ горячих зон транстенсии Японско-Байкальского геодинамического коридора, получивших развитие в северо-восточной части Байкальской рифтовой системы (Витимо-Удоканская зона транстенсии Северо-Западного Забайкалья) и в северной части бассейна Сунляо (зона транстенсии Удаляньчи Северо-Восточного Китая).

В Японско-Байкальском геодинамическом коридоре растягивающие усилия концентрировались вдоль его оси, протягивающейся от сегмента океанической коры Японского моря, новообразованной в результате задугового спрединга, до центральной части Байкальской рифтовой системы. На северо-северо-восточном фланге коридора образовалось три горячих структуры транстенсии: Витимо-Удоканская, Удаляньчи и Сахалин-Хоккайдо-Япономорская (северо-восточная часть Япономорской структуры пулл-апарт). Ориентировка впадин растяжения и магморазрывов в зонах Витимо-Удоканской и Удаляньчи северо-северо-восточного фланга соответствовала механизму осевого затягивания литосферного и подлитосферного материала **[1]**.

В Северо-Западном Забайкалье Витимская и Удоканская расплавные аномалии находились в антиподном соотношении в пределах Японско-Байкальского геодинамического коридора. Первая располагалось в его осевой части, вторая – на периферии. Аномалии были связаны между собой Витимо-Удоканской зоной транстенсии, по которой позднекайнозойские динамические импульсы передавались от Витимской расплавной аномалии к Удоканской с квазипериодичностью 2.5 млн лет. Динамика коридора, производная субдукции Тихоокеанской плиты под Восточную Азию, регулировалась большим циклом эксцентриситета орбитального вращения Земли 2.4 млн лет. Непосредственное вулканическое проявление глубинных подлитосферных процессов в Витимской расплавной аномалии было ограничено временным интервалом 16–13 млн лет назад. Благодаря этому термальному воздействию на литосферу вулканизм квазипериодически возобновлялся непосредственно на Витимском вулканическом поле до 0.6 млн лет назад. Юго-юго-восточное смещение литосферы привело к отрыву наземной вулканической части расплавной аномалии от ее корневой части приблизительно на 300 км.

В Северо-Восточном Китае вулканиты зоны Удаляньчи представлены калиевой серией, тогда как на ее флангах имеют K–Na состав. Транстенсия была ярко выражена на полях Келуо и Удаляньчи. При общем субмеридиональном простирании зоны Удаляньчи (азимут 353°) вулканические траектории структур растяжения ориентированы в северо-восточном направлении. Вдоль зоны, от южных полей к северным, характер магматизма менялся по времени активности источников и по расширяющемуся диапазону содержаний калия в породах. Общее субмеридиональное простирание вулканической зоны было подчинено структуре литосферы северной части бассейна Сунляо.

Извержения оливин-лейцititовых магм на поле Келуо с содержаниями MgO до 14 мас. % свидетельствовали об адиабатическом поднятии горячего материала в подлитосферной конвек-

тирующей мантии, сконцентрированном в литосфере вдоль единичного диагонального разрыва зоны Удаляньчи. Высокотемпературные магмы извергались вдоль северо-восточной 42-километровой полосы, простирающейся по азимуту 51° от вулкана Дангзишан на юго-западе до вулкана Сишан на северо-востоке с латеральным расширением до 20 км в наиболее насыщенной вулканами центральной части поля. Угол между ориентировкой этой линии вулканов и генеральным простиранием зоны составлял 58°.

В породах поля Удаляньчи содержания MgO не превышали 8.2 мас. %. В отличие от поля Келуо, магматические процессы получили развитие под этим полем без дополнительной тепловой подпитки адиабатическим поднятием материала конвектирующей мантии. Перед началом вулканизма этой территории, около 2.5 млн лет назад, подлитосферный материал находился в термальном состоянии, близком к состоянию окружающей мантии. Такой материал не обладал избытком плавучести и не воздействовал на основание литосферы, как это имело место под полем Келуо.

Начальные извержения временного интервала 2.5–2.0 млн лет назад проявились на поле Удаляньчи по диагональной траектории относительно простирания главной зоны транстенсии. Линия лавовых потоков была направлена по азимуту 7–8°. Малое отклонение диагонального магмоконтролирующего разрыва от генерального простирания зоны (приблизительно на 14–15°) свидетельствовало о начальном плавлении подлитосферного материала с низкой вязкостью в центральной части зоны. Ширина начальной транстенсии составляла около 7–10 км при ширине активного транстенсионного сегмента около 20 км.

В интервале 1.3–0.8 млн лет назад под полем Удаляньчи в плавление вовлекалась более вязкая литосфера. Ширина зоны транстенсии (около 40 км) и ширина транстенсионного сегмента (около 20 км) были сопоставимы с такими же параметрами под полем Келуо. Отклонение простирания северо-восточных фрагментов поля Удаляньчи, контролирующих вулканизм, по отношению к генеральному простиранию зоны (от 47° до 52°), несколько уступало угловому соотношению (58°) между генеральным простиранием зоны Удаляньчи и линией вулканов Дангзишан–Сишан поля Келуо. Тенденция уменьшения угла объясняется развитием магматических процессов под полем Удаляньчи в менее вязких условиях литосферы, чем под полем Келуо.

Высокотемпературный плавучий материал концентрированно воздействовал на литосферу под полем Келуо начиная с ~5 млн лет назад. Такое воздействие повлекло за собой образование одиночного диагонального разрыва. Сравнительно низкотемпературные процессы, действовавшие в мантийной части литосферы под полем Удаляньчи в последние 2.5 млн лет, способствовали более рассредоточенной активизации двух субпараллельных диагональных разрывов, составляющих края транстенсионного сегмента. В последние 0.6 млн лет зона транстенсии расширилась до 55 км при ширине сегмента около 20 км. В его краевых частях плавление распространялось от начальной магмоактивной траектории субмеридиональной осевой части зоны транстенсии в противоположных направлениях: на восточном краю сегмента – с юго-запада на северо-восток, на западном – с северо-востока на юго-запад.

Сопоставление горячих зон транстенсии Северо-Восточного Забайкалья и Северо-Восточного Китая свидетельствует об отличии Витимского поля от полей Удокан и Удаляньчи. На Витимском поле определяющую роль сыграл импактный подлитосферный материал, воздействовавший на основание литосферы 16–13 млн лет назад. На полях Удокан и Удаляньчи в плавление вовлекался непосредственно материал литосферы. Зоны транстенсии этих полей развивались согласованно. Экстремальное напряженное состояние литосферы, соответствовавшее великим циклам эксцентриситета 2.4 млн лет, было благоприятным для горячего продольного разрастания зоны транстенсии Удаляньчи с севера на юг, от поля Келуо к полю Удаляньчи. Другое экстремальное состояние литосферы великого цикла наклона оси 1.2 млн лет обусловило расширение зоны транстенсии. При новом приближении экстремального напряженного состояния великого цикла эксцентриситета 2.4 млн лет вулканические извержения поля Удаляньчи учащались одновременно с продвижением горячей транстенсии от поля Удаляньчи к югу, на поле Еркешан.

По среднемиоценовому инициированию Удоканской расплавной аномалии и плиоцен-четвертичной эволюции расплавных аномалий Келуо и Удаляньчи регистрируется сдвиг экстремального состояния зон транстенсии на 0.4 млн лет (цикл Миланковича). Этот сдвиг свидетельствует о неполном контроле магматической активности литосферных источников. Между тем запуск вулканизма поля Удаляньчи около 2.5 млн лет назад соответствовал смене напря-

женного состояния литосферы и состава вулканитов в Северной вулканоструктуре Удоканского поля в интервале 2.6–2.4 млн лет назад. Предполагается неполный контроль начальных (среднемиоценовых) процессов Японско-Байкальского коридора орбитальным вращением Земли и вхождением в отчетливый резонанс в течение двух финальных великих циклов эксцентриситета.

Работа выполнена по проекту РНФ 18-77-10027.

[1] *Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Yi-min, Yang Chen.* Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. P. 435–440. doi:10.5800/GT-2017-8-3-0256.

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

2018. Выпуск 16. С. 278–280

СВЯЗЬ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МАССИВА ОРЦОГ-УЛА, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ

М.О. Шаповалова[1, 2], Л.В. Цибизов[1], Р.А. Шелепаев[1, 2], Н.Д. Толстых[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, shapovalovam@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет

Расслоенный перидотит-габбровый массив Орцог-Ула находится на северном склоне Хангайского нагорья в левобережье р. Тамирын-Гол с площадью выхода на поверхность около 5 км^2 (рис. 1, *а*). Орцог-Ула является одним из обогащенных ЭПГ-Cu-Ni минерализацией массивов, локализованных в ЦАСП. Исследования, проведенные нами на массиве, показывают двухфазное строение **[1]** (рис. 1, *б*): 1) ритмично-расслоенная перидотит-габбровая серия пород, характерная для северной и центральной части массива; 2) биотитсодержащие амфибол-оливиновые габброиды со слабым изменением меланократовости, расположенные в южной части массива. Такое строение отличается от ранее опубликованной схемы интрузива **[2]**. Геофизические исследования уточнили границы массива и границы между фазами.

На массиве Орцог-Ула при первом же исследовании было обнаружено обратное распределение пород по разрезу. Каждый ритм расслоенной серии массива от основания к вершине (в современных координатах) сложен последовательно: лейкогаббро, мезогаббро, троктолитом, меланотроктолитом и перидотитом. Такая последовательность является обратной и противоречит наблюдаемой последовательности в других массивах с нормальным залеганием, в которой меланократовые породы сменяются более лейкократовыми от основания к верхней части ритмов в соответствии с кристаллизационной дифференциацией **[4, 5]**. Эти данные по расслоенной серии массива Орцог-Ула свидетельствуют о его опрокинутом положении, что не противоречит геологической карте L-48-I, II **[6]**, на которой в исследуемом регионе Хангайского нагорья показана складчатость вмещающих осадочных пород с опрокинутым залеганием в раннем протерозое, карбоновой и триасовой системах раннего мезозоя.

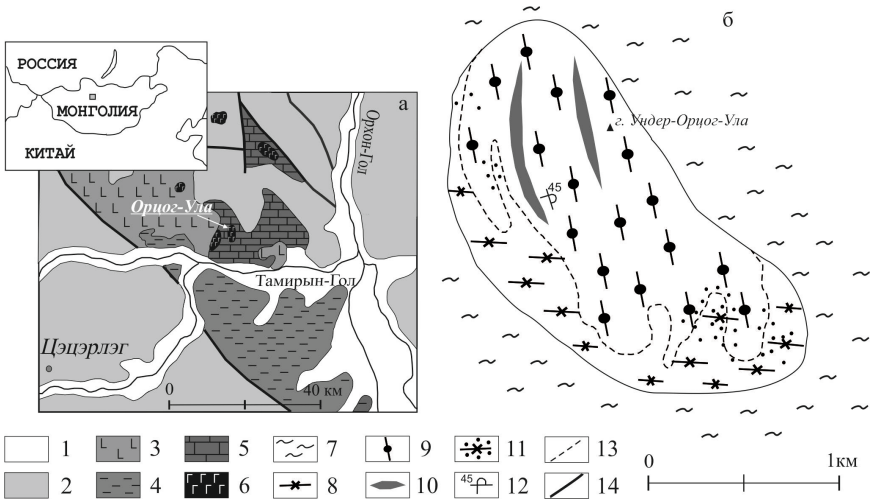


Рис. 1. Геологическая схема строения северного склона Хангайского нагорья [3] (*а*) и массива Орцог-Ула (наши данные) (*б*). *1* – четвертичные отложения; *2* – осадочные терригенные породы (PZ_3 – MZ_2); *3* – базальты (PZ_3); *4* – зеленые сланцы (R_3 – $Є_1$); *5* – карбонатные породы (R_3 – $Є_1$); *6* – интрузии тамирского комплекса (PZ_1); *7* – кристаллические сланцы и гнейсы; *8* – габбро и габбро-нориты второй фазы; *9–10* – породы первой фазы: *9* – оливиновые габбро, габбро-нориты и троктолиты, *10* – ультрамафиты (плагиогарцбургиты, лерцолиты) и меланотроктолиты; *11* – габброиды с сульфидной вкрапленностью; *12* – опрокинутое залегание пород; *13* – контакт между фазами; *14* – разломы.

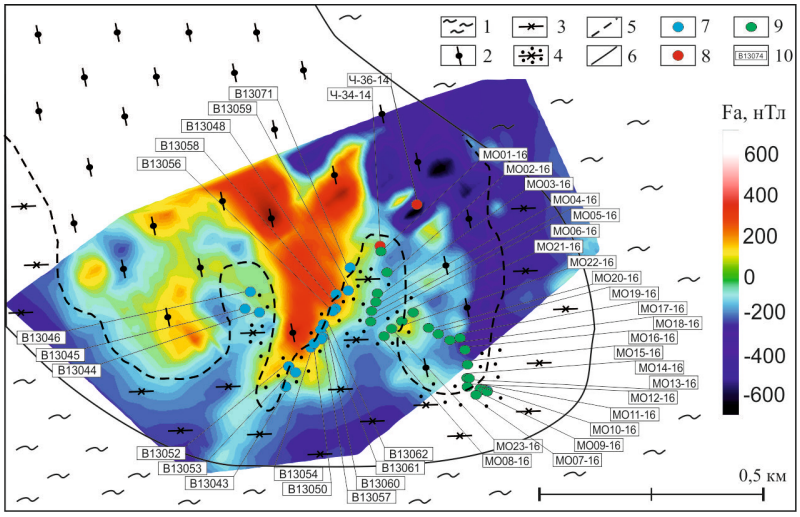


Рис. 2. Карта аномальных значений модуля вектора магнитной индукции, совмещенная со схемой массива по нашим данным. *1* – кристаллические сланцы и гнейсы; *2* – габброиды первой фазы; *3* – габброиды второй фазы; *4* – габброиды с сульфидной вкрапленностью; *5* – граница между фазами; *6* – граница с вмещающими породами; *7* – образцы за 2013 г.; *8* – образцы за 2014 г.; *9* – образцы за 2016 г.; *10* – номер образца.

Возраст массива Орцог-Ула нами получен впервые, и он не соответствует ранее предполагаемому PZ_1 **[2]**. U-Pb-изотопное датирование по циркону пород 2-й фазы показало 272±2 млн лет (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург), что соответствует ранней перми. Ar-Ar-датирование было проведено для пород обеих фаз (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). В спектрах роговой обманки (1-я фаза) и биотита (2-я фаза) были выделены плато, характеризующиеся 96 % выделенного ^{39}Ar, соответствующие возрасту 278.7±2.5 млн лет для первой фазы и 257.3±6.5 млн лет – для второй. Полученные значения возраста соответствуют границе ранней и средней перми.

Во время экспедиционных работ на массиве Орцог-Ула была выполнена наземная магнитная съемка и построена карта аномальных значений модуля вектора магнитной индукции (F) (рис. 2). Для магнитной съемки использовался пешеходный магнитометр MMPOS-2 с двумя процессорными оверхаузеровскими датчиками POS-1. На карте аномалий модуля вектора магнитной индукции (F) отчетливо выделяются две области: с амплитудой 200–600 нТл и –200–0 нТл. Картина осложняется множеством неоднородностей, возникающих вследствие особенностей рельефа, а также локальными отрицательными аномалиями, связанными, предположительно, с отдельными небольшими остатками вмещающих пород.

Согласно геологическим представлениям о массиве, описанным выше, эти области могут быть представлены породами 1-й и 2-й фазы. Породы первой фазы обладают повышенной магнитной восприимчивостью порядка $11–46 \cdot 10^{-3}$ СИ, породы 2-й фазы имеют относительно низкую восприимчивость – в интервале $0.3^{-7} \cdot 10^{-3}$ СИ. Это различие объясняется повышенным содержанием хромита, магнетита и пироксена в породах первой фазы **[7]**. Наибольшей магнитной восприимчивостью обладают перидотиты 1-й фазы. Они же залегают вверху разреза расслоенной серии, что подтверждается построенной картой и петрографическими исследованиями. Породы, содержащие сульфиды, имеют магнитную восприимчивость, пропорциональную количеству этих минералов, поскольку пирротин относится к сильномагнитным минералам. Наличие биотита (слабомагнитного минерала) также увеличивает магнитную восприимчивость пород **[8]**. После нанесения геофизических данных на схему (рис. 2) строение массива приняло окончательный вид (см. рис. 1).

Таким образом, магнитные аномалии, полученные в результате съемки, весьма контрастны и позволяют уверенно выделить выходы пород разных фаз (рис. 2). В северо-восточной части картина осложняется влиянием рельефа, что не всегда дает возможность однозначно приурочить аномалии к геологическому строению. Однако геофизические данные совпадают с петрологическими данными: в пределах областей положительных и отрицательных магнитных аномалий обнаружены породы с относительно высокой и низкой магнитной восприимчиво-

стью, которые относятся к 1-й и 2-й фазам, соответственно. Как видно из распределения магнитных аномалий на карте, перидотиты 1-й фазы имеют наибольшую магнитную восприимчивость, и они залегают вверху разреза расслоенной серии. Это соответствует наблюдениям о залегании более меланократовых пород в верхней части разреза, что подтверждает нахождение массива Орцог-Ула в опрокинутом залегании.

Исследования выполнены в рамках госзадания ИГМ СО РАН по проекту 0330-216-003 и частично при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00980).

[1] *Shapovalova M., Shelepaev R., Tolstykh N., Kalugin V., Safonova I.* Petrology of the Ortsog-Uul Gabbro-Petidotite PGE-Bearing complex, Western Mongolia // 13th SGA Biennial Meeting. 2015. V. 3. P. 983–985.
[2] *Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л.* Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск: Наука, 1990. 269 с.
[3] *Яншин А.Л., Зайцев Н.С., Коваленко В.И., Лувсанданзан Б., Лучицкий И.В., Ярмолюк В.В.* Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1500000, 1989.
[4] *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
[5] *Шарков Е.В.* Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.
[6] *Хосбаяр П., Бямба Б., Биндерья Т., Гансух З.* Геологическая карта, Угийнуурский район, L-48-I, II. Масштаб 1:200000, 1987.
[7] *Кобранова В.Н.* Петрофизика: Учебник для вузов. М.: Недра, 1986. 392 с.
[8] *Дортман Н.Б.* Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика. М.: Недра, 1984. 455 с.

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

2018. Выпуск 16. С. 281

ТОРИЙ И ФТОР КАК ГЛАВНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА СТРЕЛЬЦОВСКОГО ТИПА

Г.А. Шатков

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

Месторождения стрельцовского типа в региональном аспекте связаны с позднемезозойскими внутриконтинентальными вулканическими поясами – Керулено-Аргунским, Селенгино-Нерчинским, Хингано-Охотским и др. **[1]**. Характерной особенностью месторождений данного типа является приуроченность к долгоживущим (20–40 млн лет) вулканотектоническим постройкам, которые выполнены базальториолитовыми ассоциациями **[2]**. Промышленное урановое оруденение выявлено в пределах Стрельцовской (Приаргунье), Дорнотской (Восточная Монголия), Каменушинской (Приамурье) вулканотектонических депрессий. В отношении генезиса этих и подобных объектов автор утверждает, что главным признаком продуктивности вулканотектонических структур является аномальная специализация риолитов на многие элементы, в том числе Mo, U, Sb, F, Cs и др. В процессе прогнозных работ недостаточно внимания обращалось на ториеносность магматических комплексов и ее происхождение, которое определяется Th/U отношением. Известно, что обычно она составляет 3.0–3.5, реже выше. Риолиты подобных вулканических построек, по существу, представляют собой геохимические аномалии с бóльшим отношением – 7–10 и содержанием тория – 35–60 ppm. Вулканотектонические структуры на обзорных литогеохимических и аэроспектрометрических картах (U, Th, K) представляют собой структуры с ярко выраженной ториевой специализацией, однако без признаков торийсодержащих минералов **[2]**. Первичная природа специализации риолитов на уран сохраняется в вулканических стеклах, в которых содержание урана составляет 15–20 ppm при сохранении вышеупомянутых содержаний тория. Это явление автор трактует как следствие выноса урана и ряда других элементов в связи с микрокристаллизацией специализированных на торий и уран расплавов **[3]**. Эти процессы выноса не связаны с воздействием наложенных гидротермальных растворов, а формы выноса урана при микрокристаллизации пока не установлены. Автор предполагает, что вынос урана происходил в форме уранилфторидов в глубинные зоны вулканических построек и их фундамент **[4]**. Можно обратить внимание на парадоксальную ситуацию, состоящую в том, что за пределами кольцевой дайки и окружающих Тулукуевскую кальдеру разломов месторождения и аномалии урана выявлены не были, в том числе и в прилегающих меловых угленосных депрессиях.

[1] *Шатков Г.А., Петров О.В., Пинский Э.М. и др.* Региональная металлогения Центральной Азии. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 244 с.

[2] *Шатков Г.А., Бережная Н.Г., Лепехина Е.Н., Родионов Н.В., Падерин И.П., Сергеев С.А.* U-Pb (SIMS SHRIMP-II) возраст вулканических образований Тулукуевской кальдеры (Стрельцовский урановорудный узел, Восточное Забайкалье) // ДАН. 2010. Т. 432. № 3. С. 360–364.

[3] *Шатков Г.А.* Стрельцовский тип урановых месторождений // Региональная геология и металлогения. 2015. № 63. С. 85–96.

[4] *Шатков Г.А., Бутаков П.М.* Редкие земли как индикаторы генезиса флюоритовых и флюоритсодержащих месторождений Забайкалья // Региональная геология и металлогения. 2011. № 46. С. 67–84.

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

2018. Выпуск 16. С. 282–285

СРЕДНЕСИБИРСКИЙ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ГЛЯЦИОГОРИЗОНТ В ПРИБАЙКАЛЬЕ: ТИЛЛИТЫ РИТЫ (ВЕСТИ С ПОЛЕЙ)

А.В. Шацилло[1], И.В. Латышева[2, 3]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com
[2] Москва, Геологический институт РАН, irkalatysheva@gmail.com
[3] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Неопротерозойские ледниковые отложения известны на южной окраине Сибирской платформы в основании оселковой серии Присаянья (марнинская свита) **[1]** и дальнетайгинской серии Байкало-Патомского региона и западного склона Алданского щита (большепатомская, джемкуканская и ничатская свиты) **[2]** и объединяются в т.н. Среднесибирский гляциогоризонт. До последнего времени на территории Прибайкалья – связующего элемента между «присаянскими» и «байкало-патомскими» разрезами – выделение Среднесибирского гляциогоризонта представляло определенные проблемы. Здесь сходные с тиллитами отложения были описаны **[1, 3]** по левому борту долины р. Бугульдейка в р-не устья р. Куртун (т.н. бугульдейская пачка). Однако положение этой толщи в стратиграфической последовательности не ясно, поскольку разрез представляет собой тектонический блок среди раннедокембрийских гранитоидов фундамента кратона и какие-либо его соотношения со стратифицированными образованиями неизвестны. Ранее при составлении ГГК-200 **[4]** эта толща была отнесена к хотской свите раннего – среднего протерозоя, для вулканитов которой был впоследствии доказан пермский возраст **[5]**. В работах **[1, 6]** бугульдейская пачка рассматривается в составе байкальской серии неопротерозоя (основание голоустенской свиты).

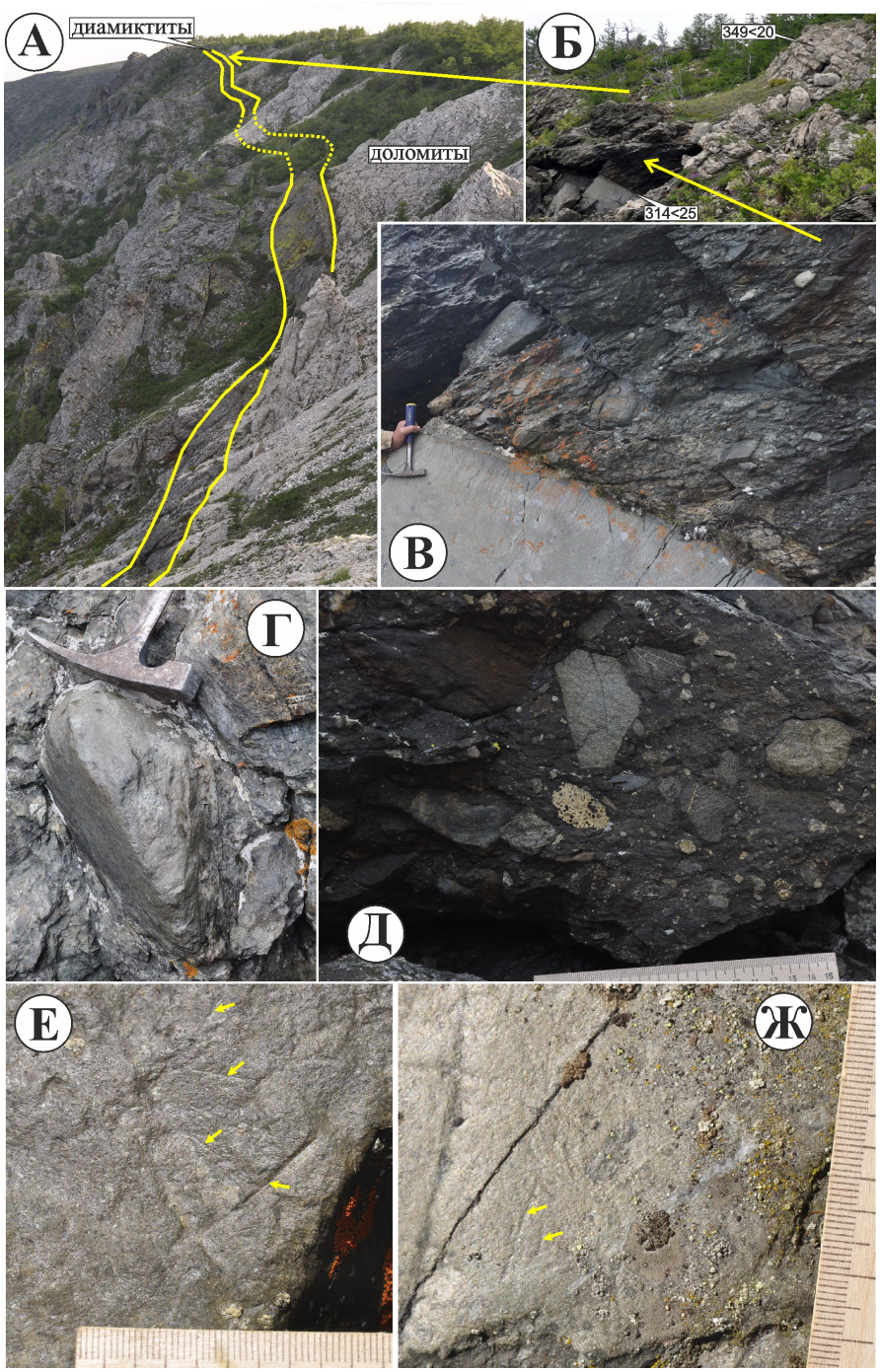
Положение тиллитоподобных пород (диамиктитов) в разрезах байкальской серии в р-не пос. Бол. Голоустное более определенно, однако не бесспорно. Здесь диамиктиты отмечены по левому борту пади Озерко **[7]**, где они сильно тектонизированы и локализованы между породами кристаллического фундамента и доломитами голоустенской свиты. Однако на этом участке коренные выходы диамиктитов и вмещающих пород разделены значительными участками задерновки, при этом восточнее на гранитоиды фундамента с маломощным прослоем алевролита в основании налегают голоустенские доломиты, а какие-либо признаки диамиктитов отсутствуют.

В береговых разрезах оз. Байкал в р-не мысов Хомуты голоустенские доломиты (по нашим наблюдениям, проведенным в марте 2018 г.) подстилаются мощной (не менее 50–100 м) пачкой грубокластических пород и связаны с ними постепенным переходом. Грубокластическая пачка здесь представлена преимущественно кварцевыми гравелитами с серо-зеленым песчаным матриксом, ее контакт с породами фундамента не обнажен, а диамиктиты, которые (теоретически) можно интерпретировать как ледниковые отложения, встречены в единственном маломощном прослое. Южнее устья р. Бугульдейка (~7 км) в обнажениях борта оз. Байкал грубокластическая пачка основания голоустенской свиты вновь «пропадает» из разреза и на кристаллический фундамент (с неясным контактом) налегают доломиты, при этом, однако, «следы присутствия» гравелитов, аналогичных таковым из разрезов мысов Хомуты, отмечаются в аллювии ручьев, секущих структуру.

Во всех приведенных примерах толщи, которые возможно интерпретировать как тиллиты, характеризуются полимиктовым составом грубокластической части, присутствием несортированных обломков разной степени окатанности при преобладании матрикса, имеющего алевропесчаную размерность и зеленовато-серую окраску.

Летом 2018 г. нами был совершен рекогносцировочный маршрут по водораздельному хребту между долинами рек Хейрем и Риты (р-н мыса Рытый), где на высоте ~1650 м вскрывается нижняя часть голоустенской свиты и ее контакт с породами фундамента **[8]**.

Здесь, в водораздельной части хребта, ориентированного в меридиональном направлении, на пенепленизированной поверхности встречены развалы гранитоидов, сменяющихся к



Разрез голоустенской свиты в левом борту долины р. Риты. *А* – общий вид разреза (на юг); *Б* – фрагмент разреза, снизу вверх: кварцитопесчаники – диамиктиты – доломиты (цифры – элементы залегания); *В* – контакт кварцитопесчаников и диамиктитов; *Г* – кластут утюгообразной формы; *Д* – диамиктиты, увеличенный фрагмент (шкала 1 мм); *Е* и *Ж* – признаки ледниковой штриховки и ледниковые борозды на кластах диамиктитов.

северу аркозовыми гравелитами. Далее к северу и ниже по склону (в правом борту долины р. Риты) в серии коренных выходов наблюдается контакт пачки диамиктитов и подстилающих пород. Подстилающие породы здесь представлены кварцитовидными песчаниками (рисунок, *Б, В*). В других случаях диамиктиты подстилаются маломощным прослоем алевролитов (10–30 см) и невыдержанными линзами гравелитов, выполняющими карманы в породах фундамента. По борту долины р. Риты пачка диамиктитов, имеющая мощность от 2 до 4 м, прослеживается по простиранию не менее чем на 200 м (рисунок, *А*) и повсеместно с резким контактом перекрывается пачкой серых и кремовых, часто брекчированных слоистых доломитов мощностью около 30 м, сменяющихся вверх по разрезу красноцветными ламинарными мергелями. Лами-

нарные мергели частично задернованы, и, в связи с достаточно интенсивной тектоникой, их мощность оценить проблематично, однако она составляет, вероятно, не более первых десятков метров. После небольшого задернованного участка разрез надстраивается пестроцветной сланцево-карбонатной толщей, относимой по **[8]** к средней – верхней части голоустенской свиты, слагающей далее к северу видимую часть водораздельного хребта.

Диамиктиты характеризуются алевропесчаным серо-зеленым матриксом и полимиктовым составом грубой кластики. При полевых наблюдениях в составе кластов установлены обломки кварца, кварцитопесчаников, базальтоидов, сланцев, кремней(?), при этом обломки гранитов (распространенных в хребте к югу) в явном виде не обнаружены. Обломки от угловатых до среднеокатанных, преобладают плохоокатанные, размер от гравийного до ~40 см, часто вытянутые или уплощенные, неориентированные и несортированные (рисунок, *Д*). Присутствуют обломки утюгообразной формы (рисунок, *Г*), типичные для ледниковых отложений, на некоторых кластах обнаружены признаки ледниковой штриховки и ледниковые борозды (рисунок, *Е*, *Ж*).

Выявленные особенности строения диамиктитов позволяют со значительной степенью уверенности идентифицировать их как ледниковые отложения. Отметим также, что красноцветные ламинарные мергели, присутствующие в разрезе выше доломитовой пачки, весьма схожи с «венчающими карбонатами» основания кумах-улахской свиты разреза р. Сень (западный склон Алданского щита), перекрывающими в этом регионе тиллиты ничатской свиты. Хемостратиграфические данные, которые будут получены по карбонатам разреза р. Риты, позволят выполнить объективное сопоставление этих разрезов.

Таким образом, в результате проведенных работ в пределах Прибайкалья впервые достоверно установлено наличие Среднесибирского гляциогоризонта и его положение в стратиграфической последовательности региона. Мы предполагаем, что отсутствие тиллитов в некоторых разрезах голоустенской свиты и налегание на породы фундамента ее карбонатной части, почти без базальных терригенных уровней (падь Озерко) **[7]**, могут быть обусловлены расчлененностью предголоустенского рельефа и низким уровнем моря, связанным с оледенением. В этом случае налегание доломитов на фундамент может маркировать наиболее возвышенные части суши раннеголоустенского времени, представлявшие области ледниковой эрозии, затопление которых и соответствующее накопление карбонатов были обусловлены подъемом уровня моря, вызванного дегляциацией. В свою очередь, наличие расчлененного рельефа в предголоустенское время может свидетельствовать о проявлении активных тектонических процессов, обусловивших горообразование. В качестве наиболее вероятного процесса, который мог бы это реализовать, мы рассматриваем неопротерозойскую (600 млн лет) **[9, 10]** коллизию структур ЦАСП (Байкало-Муйский пояс) и Сибирского кратона. Если это предположение верно, то возраст голоустенской свиты должен быть <600 млн лет – в этом случае Среднесибирский гляциогоризонт должен соответствовать глобальному оледенению Гаскье (~580 млн лет), а не Марино (~635 млн лет), как это предполагается сейчас **[1, 2 и др.].** Это требует пересмотра существующих стратиграфических схем.

Работы выполнены при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00021).

[1] *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.

[2] *Чумаков Н.М.* Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с.

[3] *Божко Н.А.* О присутствии тиллоидов в разрезе докембрия центральной части Западного Прибайкалья // Вестник Московского университета. Серия: Геология. 1976. № 4. С. 106–108.

[4] *Геологическая карта СССР*. Масштаб: 1:200000, лист N-48-XXXV, серия: Прибайкальская / Ред. С.М. Замараев. Улан-Удэ: Бурятское геологическое управление, 1962.

[5] *Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., де Ваэле 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.

[6] *Хабаров Е.М., Пономарчук В.А.* Изотопы углерода в верхнерифейских отложениях байкальской серии Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 10. С. 1019–1037.

[7] *Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Постников А.А., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А.* Основание байкальской серии в стратотипе: син- и постседиментационная история // ДАН. 2001. Т. 378. № 3. С. 370–374.

[8] *Геологическая карта СССР*. Масштаб: 1:200000, лист N-49-XIX, серия: Прибайкальская / Ред. Д.Ц. Цыренов. Улан-Удэ: Бурятское геологическое управление, 1968.

[9] *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В.* Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.

[10] *Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Ковач В.П., Богомолов Е.С., Федосеенко А.М.* Возраст гранитоидов зоны сочленения Байкало-Муйского складчатого пояса и Каларского метаморфического террейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 2. С. 38–46.

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

2018. Выпуск 16. С. 286–289

ПРОБЛЕМА СОСТАВА И ВОЗРАСТА КАРАГАССКОЙ СЕРИИ ПРИСАЯНЬЯ (ВЕСТИ С ПОЛЕЙ)

А.В. Шацилло[1], С.В. Рудько[2], И.В. Латышева[2, 3], Д.В. Рудько[1], И.К. Константинов[4]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com
[2] Москва, Геологический институт РАН, irkalatysheva@gmail.com
[3] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
[4] Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Терригенно-карбонатная красноцветная толща, широко распространенная по юго-западной окраине Сибирской платформы (Бирюсинское Присаянье) и несогласно залегающая на метаморфических комплексах фундамента, была выделена А.С. Хоментовским **[10]** в карагасскую свиту. В дальнейшем **[2]** было аргументировано трехчленное строение этой толщи и ее деление снизу вверх на шангулежскую, тагульскую (изанскую) и ипситскую свиты, имеющие близкий состав (с преимущественно терригенными породами в основании и доломитами в верхней части), а карагасская свита была переведена в ранг серии.

До недавнего времени возраст карагасской серии оценивался в интервале ~ 800–740 млн лет, что обосновывалось возрастом секущих ее интрузий нерсинского комплекса **[12]** и наличием рифейских строматолитов и микрофитолитов **[1, 11]**. Это заключение находилось в удовлетворительном согласовании с геохронологическими данными по возрастам детритовых цирконов из всех свит карагасской серии, которые указывали на преимущественно* архей-палеопротерозойский возраст источников сноса **[6, 14]**, тогда как неопротерозойские популяции цирконов обнаруживались только в вышележащей оселковой серии **[3, 5].** Однако недавно Ю.К. Советовым было представлено обоснование крупного эрозионного вреза в основании ипситской свиты **[9]**, что впервые дало повод предполагать наличие значительного стратиграфического перерыва внутри карагасской серии. И, кроме этого, были получены «парадоксальные» геохронологические данные, которые невозможно объяснить в рамках традиционных представлений о возрасте и строении карагасской серии: (1) возраст магматического тела, ассоциирующего с шангулежской свитой на р. Бирюса, составил ~1640 млн лет **[13]** и (2) датировки детритовых цирконов из песчаников шангулежской свиты Уватского поднятия показали унимодальное распределение возрастов с пиком в эдиакарии (630–640 млн лет) **[4]**.

Наличие крупного предипситского перерыва могло бы дать логичное объяснение «древнему» (>1640 млн лет) возрасту основания карагасской серии и эдиакарскому (</=610 млн лет) возрасту ипситской свиты, как это следует из **[6, 13]**. Однако, как отмечалось, в базальных уровнях карагасской серии Уватского поднятия были обнаружены эдиакарские цирконы **[4]**, то есть структурно-геологические и геохронологические данные оказались в противоречии, и в итоге возраст и строение карагасской серии стали «terra incognita».

Летом 2018 г. мы сделали серию ознакомительных маршрутов в полях распространения карагасской серии в пределах Уватского поднятия и сплавной маршрут по р. Бирюса (от устья р. Яга). Результаты полевых наблюдений можно свести к следующим положениям:

1. Породы основания карагасской серии в восточной части Уватского поднятия (р. Карет) и по р. Бирюса весьма схожи и представлены «крепкими» (окварцованными) красноцветными, часто косослоистыми аркозовыми песчаниками и гравелитами с редкими горизонтами конгломератов (рис. 1, *А*), имеющими признаки формирования в условиях мелководья (знаки ряби, трещины усыхания). На отдельных участках Уватского поднятия – водораздел р. Уват и Карет, р. Уват – присутствуют (отнесенные по ГГК200 2-го поколения к шангулежской свите) относительно слаболитифицированные полимиктовые конгломераты со значительным количеством вулканических пород в гальке, включающие прослои полимиктовых песчаников (рис. 1, *Б*).

* Единичные анализы **[6]** указывали на эдиакарский (610 млн лет) возраст цирконов из ипситской свиты, однако эти данные были получены только по одной пробе.

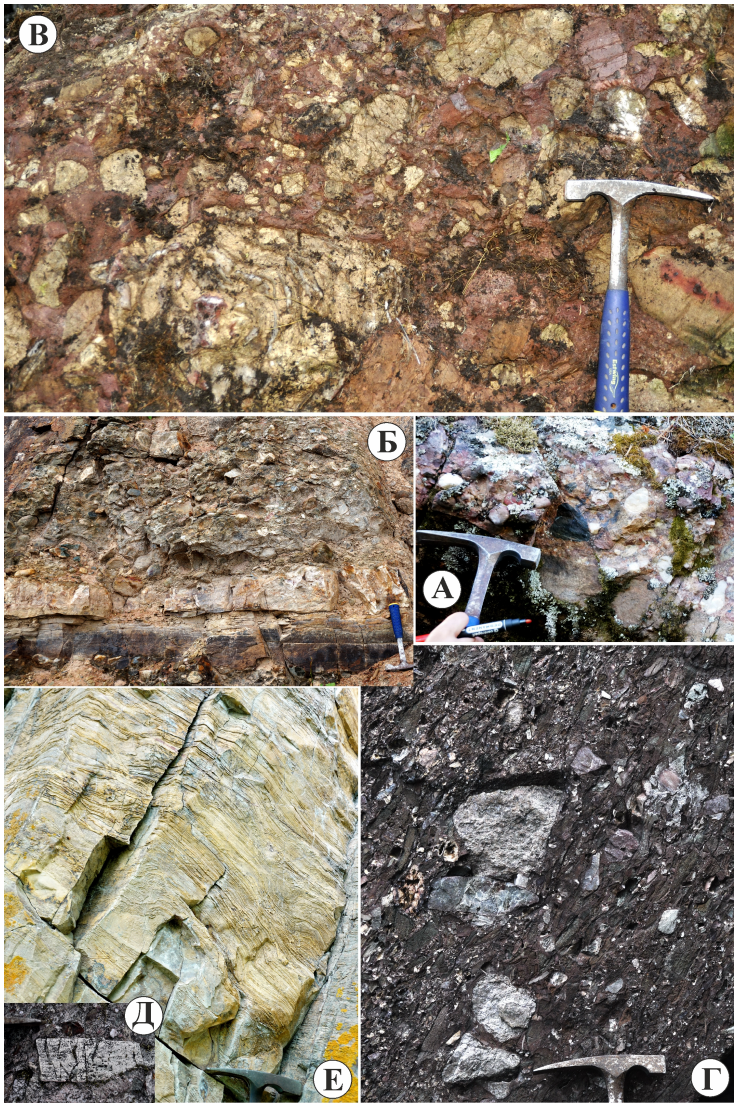


Рис. 1. *А* – прослой конгломерата в толще песчаников и гравелитов в обнажении по левому борту долины р. Карет; *Б* – конгломерат с пачкой песчаника из обнажения на водоразделе рек Уват и Карет; *В* – конглобрекчия курятской свиты в правом борту долины р. Уват; *Г* – конглобрекчия курятской свиты из обнажения левого борта долины р. Каменка; *Д* – кластстроматолитового доломита из конглобрекчии курятской свиты (левый борт долины р.Каменка); *Е* – строматолитовые доломиты (тагульская свита) из обнажения в левом борту долины р. Мара.

Последние имеют большее сходство с песчаниками более молодой оселковой серии (наблюдались по левому борту долины р. Мара), нежели с вышеописанными красноцветными аркозами – типичной составляющей низов карагасской серии. Оба типа конгломератов характеризуются хорошей степенью окатанности галек и отсутствием в них галек карбонатов. Степень окварцевания конгломератов и вклад галек вулканитов являются наиболее явными критериями для их разделения.

2. На правобережье р. Уват и левобережье р. Каменка на породах фундамента (контакт нами не наблюдался) залегают конглобрекчии. В соответствии с ГГК200 2-го поколения, эти толщи относятся к курятской свите, подстилающей карагасскую серию, ранее (ГГК200 1-го поколения) они рассматривались в составе базальных горизонтов последней. В полукоренных гривках по правому борту р. Уват конглобрекчии представлены неокатанными и несортированными обломками серых слоистых и зернистых окремненных доломитов (иногда с прослоями кремней), редко обломками красных аргиллитов и кварца, помещенными в кирпично-красный глинистый матрикс (рис. 1, *В*). Эти породы весьма схожи с карстовыми брекчиями, а доломиты с прослоями кремней, отмеченные в их грубокластической части, характерны для верхней части ипситской свиты, наблюденной нами в обнажениях правого берега р. Бирюса, напротив устья р. Нерса.

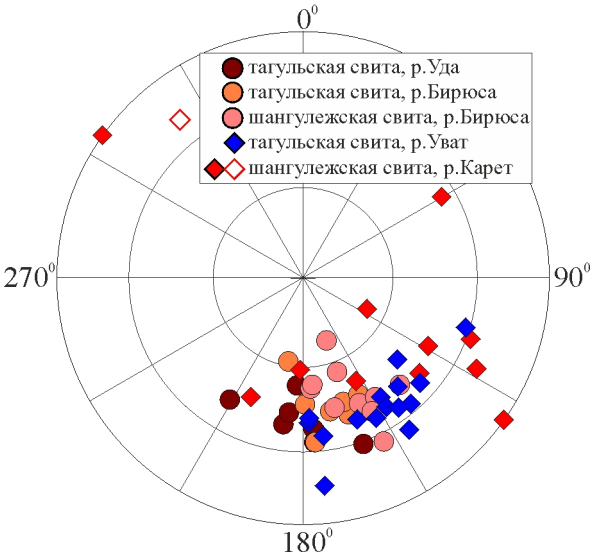


Рис. 2. Региональное сопоставление палеомагнитных направлений (склонение и наклонение), фиксирующихся в породах карагасской серии Бирюсинского Присаянья. Кружки – литературные данные (средние по сайтам); ромбики – данные, полученные в ходе работы (единичные направления по образцам). Залитые значки – проекции векторов на нижнюю полусферу, открытые – на верхнюю.

По р. Каменка конглобрекчии (рис. 1, *Г*) имеют полимиктовый состав обломков и песчано-гравийный матрикс, при этом в составе обломков встречаются слоистые строматолитовые доломиты, схожие с доломитами карбонатной части карагасской серии (рис. 1, *Д*, *Е*).

3. В обнажении левого борта р. Мара серо-зеленые полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты, налегающие на красноцветные породы тагульской свиты карагасской серии, имеют признаки относительно глубоководного формирования (штормовая бугорчатая слоистость). Полимиктовые песчаники залегают на мелководных карбонатных толщах карагасской серии без углового несогласия, но с признаками глубокого размыва, образуя в т.ч. каньонообразный карман глубиной в первые десятки метров. Породы, аналогичные выполняющим карман в тагульских доломитах р. Мара, наблюдались нами в составе удинской свиты на р. Бирюса и, как отмечалось выше, встречаются на Уватском поднятии в ассоциации с конгломератами, содержащими гальки вулканитов. Отметим, что на принадлежность полимиктовых песчаников р. Мара к оселковой серии указывалось еще в работе **[11]**, однако на ГГК200 2-го поколения они были отнесены к ипситской свите.

4. Нами получены рекогносцировочные палеомагнитные данные по породам «карагасского облика» из разрезов Уватского поднятия (красноцветные аркозовые окварцованные песчаники левого борта р. Карет, представляющие, по ГГК200, нижние уровни шангулежской свиты, и песчаники и алевролиты нижней части тагульской свиты в карьере левого борта р. Уват). Сопоставление палеомагнитных результатов по Уватскому поднятию с опубликованными данными по карагасской серии р. Бирюса и Уда (сводка в **[7]**) демонстрирует тождественность палеомагнитных характеристик шангулежской и тагульской свит (рис. 2) рассматриваемых регионов. Это свидетельствует в пользу того, что шангулежско-тагульский стратиграфический уровень, представляющий нижнюю часть карагасской серии, имеет в Присаянье региональное распространение.

Суммируя приведенные факты, мы приходим к заключению, что в пределах Уватского поднятия карагасская серия (в ее традиционном понимании) присутствует, при этом слагающие ее толщи были подвержены глубокой и неравномерной эрозии, проявившейся до начала накопления оселковой серии и, возможно, во время ее формирования. Если принять точку зрения **[8]** о соответствии тиллитов основания оселковой серии гляциопериоду Марино, то эти процессы должны были происходить ~635 млн лет назад (отметим, что появляется все больше доводов в пользу «омоложения» Среднесибирского гляциогоризонта до оледенения Гаскье ~580 млн лет). Учитывая данные **[9]** о существовании предипситского размыва, можно предполагать неоднократное проявление неопротерозойских эрозионных процессов на территории Присаянья. Грубокластические толщи, содержащие карбонатные обломки и залегающие на фундаменте (курятская свита), не являются основанием позднедокембрийского разреза Уватского поднятия, а выполняют глубокие эрозионные врезы в породах карагасской серии. Мы не исключаем, что «курятские» конглобрекчии р. Каменка имеют ледниковое происхождение и могут быть синхронны тиллитам марнинской свиты оселковой серии либо отвечать более древнему неопротерозойскому оледенению.

Мы допускаем, что слаболитифицированные полимиктовые конгломераты, не содержащие карбонатных галек, формировались значительно позже накопления карагасской серии – когда она была перекрыта более молодыми отложениями и не являлась источником кластического материала. Возможно, что этот тип конгломератов представляет самый «молодой» допалеозойский уровень разреза Уватского поднятия (основание удинской свиты или даже усть-тагульской свиты, в составе которых известны грубокластические отложения **[11]**).

Таким образом, есть основания предполагать, что в пределах Уватского поднятия в основании осадочного чехла находятся совершенно разные по возрасту грубокластические толщи, включенные в состав карагасской серии. В свете сделанных заключений «проблема эдиакарских цирконов» в базальных уровнях карагасской серии Уватского поднятия **[4]** находит логичное объяснение.

Работы выполнены при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00021).

[1] *Галимова Т.Ф., Якшин М.С.* О микрофитолитовой характеристике шангулежской свиты карагасской серии Присаянья // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 72–79.

[2] *Дубин П.Д., Хоментовский В.В., Якшин М.С.* Новые данные о геологии позднего докембрия Присаянья // Стратиграфия нижнего докембрия и верхнего докембрия юга Сибирской платформы. М.: Наука, 1969. С. 318–331.

[3] *Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Джен Х.* Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, изотопные (Sr, Sm-Nd) свидетельства, данные U-Pb датирования LA-ICP-MS детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1507–1529.

[4] *Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Федерягина Е.Н., Прошенкин А.И., Вишневский А.В., Иванов А.В.* Проблема диагностики продуктов щелочного вулканизма в осадочной летописи Сибирской платформы // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии: Материалы L Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. Т. 1. С. 393–396.

[5] *Мотова З.Л.* Возраст детритовых цирконов, петрографические и геохимические особенности вендских осадочных толщ оселковой серии Бирюсинского Присаянья // Уникальные литологические объекты через призму их разнообразия: Материалы 2-й Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. С. 167–169.

[6] *Мотова З.Л., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Станевич А.М., Мазукабзов А.М.* Возраст детритовых цирконов и источники вещества терригенных отложений карагасской серии (Присаянье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 13. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. С. 168–170.

[7] *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.

[8] *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.

[9] *Советов Ю.К., Соловецкая Л.В., Кречетов Д.В.* Эоловое происхождение кластического материала и строение осадочных систем на позднерифейском шельфе Сибирской платформы (ипситская свита, Присаянье) // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. Т. 3. С. 125–128.

[10] *Хоментовский А.С.* Некоторые данные по геологии Туманшетского соленосного района (Восточная Сибирь) // Бюллетень МОИП. 1950. Т. XXV. Вып. 3. С. 65–79.

[11] *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.

[12] *Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M.* Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precambrian Research. 2006. V. 147. P. 260–278.

[13] *Metelkin D., Ernst R.E., Hamilton M.* A ca. 1640 Ma mafic magmatic event in southern Siberia, and links with northern Laurentia // Geological Society of America Annual Meeting (9–12 October 2011), Abstract no. 101-1, Minneapolis, USA, 2011.

[14] *Priyatkina N.S.* The Proterozoic history of the northern an western Siberian cratonic margins (based on results of U-Pb-Hf detrital zircon analysis). A dissertation of Doctor of Philosophy, 2017.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2018. Выпуск 16. С. 290–291

U-Pb ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ МЕТОДОМ LA-ICP-MS В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИНСТИТУТЕ РАН

В.С. Шешуков[1], А.Б. Кузьмичев[1], А.С. Дуденский[1], О.И. Окина[1], К.Е. Дегтярев[1], Н.А. Каныгина[1], Н.Б. Кузнецов[1], Т.В. Романюк[2], С.М. Ляпунов[1]

[1] Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru,
[2] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

В лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва) в 2018 г. введена в эксплуатацию установка для U/Pb-изотопного датирования цирконов методом ICP-MS в сочетании с лазерным пробоотбором на основе масс-спектрометра высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific) и системы лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Industries) (рисунок). В процессе разработки методики датирования проведена серия экспериментов для выяснения оптимальных настроек лазера и масс-спектрометра. При проведении настройки системы при линейном сканировании первичного стандарта (91500) мы старались не только достичь максимальной чувствительности прибора, но и добиться приблизительного соответствия измеряемого отношения 206/238 таковому сканируемого стандарта. За основу используемого метода взяты наработки, полученные в работах **[2, 3]**.

Нами использованы следующие настроечные параметры. ***Масс-спектрометр*:** измеряемые массы – 206, 207, 208, 232 и 238; sampling time – 12, 16, 8, 8, 8 соответственно; mass window – 4; samples per peak – 100; количество сканов – 800; время измерения фонового сигнала – 15 с; время абляции – 25 с; мощность RF-генератора – 1200 Вт; расход подмешиваемого газа



Смонтированная и функционирующая в ГИН РАН установка U/Pb-изотопного датирования цирконов, состоящая из ICP-MS спектрометра высокого разрешения ELEMENT 2 фирмы Thermo Scientific (слева) и блока лазерного пробоотбора LA-NWR-E2 (213нм) фирмы Electro Scientific Industries (справа).

(Ar) – 1.2 л/мин. ***Лазер*:** диаметр пятна – 25 мкм; частота – 10 Гц; плотность излучения ~5–10 Дж/см^2; расход газа-носителя (He) – 1.0 л/мин. Некоторые параметры варьировались в небольшом диапазоне (скорости потока газов, мощность генератора, положение горелки масс-спектрометра) для достижения максимальной чувствительности измерений и минимального отношения UO^+/U^+.

Обработка данных проводилась в программах Glitter **[6]** и Iolite **[5]**.

Результаты анализа распространенных цирконовых стандартов при ручном интегрировании выявили погрешность на уровне 2 % (2σ). В докладе будут продемонстрированы примеры результатов датирования детритовых и магматических цирконов (включая образцы, датированные ранее в других лабораториях), а также обсуждены вероятные причины нестабильности анализа и возможные пути улучшения результатов. В настоящее время получены первые результаты датирования детритовых и магматических цирконов из реальных геологических объектов **[1, 4]**. Эти результаты характеризуются вполне приемлемым качеством.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ (проект № 14-27-00058) и темы № 0135-2016-0029.

[1] *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 лаборатории) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 16. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. С. 142–145.

[2] *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 сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.

[3] *Frei D., Gerdes A*. Precise and accurate *in situ* U–Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS// Chemical Geology. 2009. V. 261. P. 261–270.

[4] Kuznetsov *N.B., Romanjuk T.V., Belousova E.A., Degtyarev K.E., Sheshukov V.S., Dubenskiy A.S., Kanygina N.A., Lyapunov S.M.* Isotopic heterogeneity of the Pre-Ordovician Earth's crust of the western part of the Central Asian Fold Belt (CAFB) based on LA-ICP-MS study of detrital zircons // 10th International Conference of the Analysis of Geological and Environmental Materials: Book of Abstracts. Sydney, 2018. P. 48.

[5] *Paton C., Woodhead J.D., Hellstrom J.C., Hergt J.M. Greig A., Maas R.* Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2010. V. 11. Q0AA06. doi:10.1029/2009GC002618.

[6] *Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L.* Laser-ablation-ICPMS in the earth sciences: Principles and applications // Mineralogical Association of Canada Short Course Series. 2001. V. 29. P. 239–243.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2018. Выпуск 16. С. 292–293

СОСТАВ И ВОЗРАСТ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ХАМСАРИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

С.И. Школьник[1, 2], Е.Ф. Летникова[2], Л.З. Резницкий[1], Е.Н. Лепехина[3], А.В. Иванов[2], А.И. Прошенкин[2], И.Г. Бараш[1]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
[3] Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского

Проведены изотопно-геохронологические исследования вулканогенно-осадочных образований, слагающих восточную часть Хамсаринского террейна, представляющую собой узкий клин между Сибирской платформой и Тувино-Монгольским массивом, ограниченный Главным Саянским и Азасско-Жомболокским разломами. Строение слоистых толщ Хамсаринского террейна реконструировано по ксенолитам и крупным блокам среди гранитоидов, которые отнесены преимущественно к огнитскому и таннуольскому комплексам. В составе толщ выделяется ряд предположительно докембрийских свит (шутхулайская, балыктыгхемская, монгошинская, дибинская), сложенных в разной степени метаморфизованными пара- и ортопородами и несогласно перекрывающихся существенно вулканогенной, практически не метаморфизованной хамсаринской свитой. Возраст последней определен как кембрийский по остаткам археоциатов из органогенных карбонатов.

Изотопно-геохронологические данные для Таннуольско-Хамсаринского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса немногочисленны. В Таннуольском террейне для габброидов, считающихся частью офиолитового комплекса инициальной стадии развития системы, $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по амфиболу установлен возраст 578.1±5.6 млн лет **[1]**. В целом, для островодужной системы по изотопным определениям возраста островодужных гранитоидов и габброидов этапы магматической активности оцениваются временными диапазонами 560–570 и 540–520 млн лет **[2]**. Полученные нами первые изотопно-геохронологические данные указывают на гетерогенность толщ Хамсаринского террейна. Так, возраст кислых эффузивов хамсаринской свиты, установленный U-Pb (SIMS) методом по цирконам из двух проб, отвечает 463.9±2.8 и 461.7±3.1 млн лет **[3]**. Подстилающие хамсаринскую свиту дислоцированные метаморфизованные толщи монгошинской свиты были сформированы не ранее 630 млн лет **[4]**.

Исследование изотопного и химического состава одного из ксенолитов хамсаринской свиты, представленного большей частью эффузивами основного состава, показало их возрастную гетерогенность. Время формирования туфов андезибазальтового состава (ОК-43/16), которые тесно ассоциируют в разрезе с карбонатными органогенными породами и, вероятнее всего, относятся к нижней подсвите хамсаринской свиты, оценивается, согласно данным датирования детритовых цирконов, не древнее 620 млн лет. В составе этого же ксенолита нами выявлены базитовые интрузии, которые локализуются вблизи зоны контакта карбонатных пород хамсаринской свиты и гранитоидов огнитского комплекса. Возраст андезибазальтов (SHRIMP-II по 10 зернам циркона) составляет 267.7±2.8 млн.

Кроме того, нами изучены развитые в зоне распространения толщ Хамсаринского террейна метаморфизованные отложения шутхулайской свиты. Считается, что отложения шутхулайской, так же как и монгошинской, свиты являются стратипическими для Тувино-Монгольского массива и рассматриваются как метаморфизованные аналоги пород окинской серии **[5, 6].** В пределах террейна отложения шутхулайской свиты представлены в большей мере биотит-амфиболовыми и биотитовыми гнейсами с прослоями мраморизованных известняков. Для изотопного датирования методом LA-ICP-MS в верховьях р. Обтой была отобрана проба амфибол-биотитового гнейса (N 52º49′59.8″; E 99º29′10.7″), состоящая главным образом из кварца, плагиоклаза, биотита и амфибола. Проанализированные 57 зерен циркона показали конкордантные значения возраста (степень дискордантности ±5 %), которые использовались при построении

гистограмм и диаграмм плотностей вероятности распределения возрастов. На диаграмме четко обозначились две сближенные группы цирконов неопротерозойского возраста с пиками 720 млн лет и 787 млн лет. Конкордантные возрасты самой молодой группы цирконов группируются в интервале от 660 до 680 млн лет.

Главной особенностью исследования детритов из вулканогенно-осадочных толщ Хамсаринского террейна является отсутствие в источниках сноса цирконов палеопротерозойского и архейского возраста, что позволяет предполагать их формирование на удалении от древних континентальных блоков, только за счет разрушения островодужных неопротерозойских комплексов. Следует отметить, что для терригенных образований Тувино-Монгольского массива серия наиболее молодых возрастов детритовых цирконов ограничена рубежом 750–780 млн лет серии **[7 и др.]**, а по нашим неопубликованным данным, отложение терригенных пород окинской серии начиналось с рубежа 720 млн лет.

На основании полученных нами данных можно заключить, что химический состав и источники сноса выделяемых в пределах Хамсаринского террейна пород монгошинской и шутхулайской свит являются частью этого блока. Их формирование происходило, вероятнее всего во внутриокеанических условиях в интервале 630–660 млн лет. Несогласно эти образования перекрываются кембрийскими отложениями существенно вулканогенной хамсаринской свиты.

Формирование кислых эффузивов, ранее относимых к хамсаринской свите, фиксирует совершенно другой период геологического развития региона. Их образование не связано с островодужной историей развития террейна, а происходило во внутриплитных условиях в интервале 462–464 млн лет. Еще один этап развития связан с проявлением в пределах Хамсаринского террейна позднепалеозойского базитового магматизма с возрастом 267 млн лет. Позднепалеозойский базитовый магматизм проявлен как в пределах южного фланга Сибирского кратона, так и в прилегающих образованиях складчатого пояса **[8]**. Связан он, как правило, с процессами внутриконтинентального растяжения на фоне аккреционно-коллизионных событий, фиксирующих закрытие Монголо-Охотского океана. Расположение Хамсаринского террейна вблизи Главного Саянского разлома и незначительная мощность коры способствовали развитию в этом участке блока рифтогенных процессов разного возрастного уровня.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ № 16-17-10076.

[1] *Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолюк В.В.* Офиолиты Западной Тувы – фрагмент поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // ДАН. 2011. Т. 438. № 6. С. 796–802.

[2] *Руднев С.Н.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.

[3] *Школьник С.И., Иванов А.В., Резницкий Л.З., Летникова Е.Ф., Хё Х., Ю Х., Ли Ю., Вишневская И.А., Бараш И.Г.* Среднеордовикские эффузивы Хамсаринского террейна (Тува) как индикаторный комплекс // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 9. С. 1298–1313.

[4] *Shkolnik S.I., Reznitskiy L.Z., Letnikova E.F., Proshenkin A.I.* New data about age and geodynamic nature of Hamsara terrane // Geodynamics and Tectonophysics. 2017. V. 8. P. 557–560.

[5] *Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Васильев Е.П.* Шутхулайский метаморфический комплекс (Юго-Восточный Саян): особенности метаморфизма и модель образования // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 2. С. 194–211.

[6] *Летникова Е.Ф., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Кузнецов А.Б.* Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2110–2121.

[7] *Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.

[8] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Писаревский С.А., Ухова Н.А.* Фанерозойский базитовый магматизм южного фланга Сибирского кратона и его геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1222–1239.

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

2018. Выпуск 16. С. 294–295

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ПЛАТО ДАРИГАНГА

Л.В. Шпакович[1, 2], В.М. Саватенков[1, 2], В.В. Ярмолюк[3], А.М. Козловский[3], И.М. Васильева[2]

[1] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, lydia.shpakovich@gmail.com
[2] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.m.savatenkov@ipgg.ru
[3] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, amk@igem.ru

Плато Дариганга, расположенное на юго-восточной границе Монголии и Китая, представляет собой одну из крупнейших вулканических областей в Центрально-Азиатском регионе, сформировавшуюся в интервале плейстоцен – голоцен. Плато сложено многочисленными лавовыми потоками и вулканическими конусами (более 200), представленными базальтами, трахибазальтами и фоидитами. Тектоническая позиция вулканического плато связана с восточным продолжением пояса герцинид Южной Монголии.

Значительное по масштабам проявление базальтового вулканизма, а также своеобразие тектонической позиции, отличной от других кайнозойских вулканических областей Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), обусловливают интерес к всестороннему изучению базальтов плато Дариганга. Такое изучение позволило бы расширить представление о причинах внутриплитного базальтового магматизма в Центральной Азии. Вместе с тем до настоящего времени практически не проводилось систематических петрологических и изотопно-геохимических исследований базальтов плато. В настоящей работе представлены новые результаты изотопно-геохимического изучения базальтов плато Дариганга.

По своему химическому составу они на диаграмме TAS находятся в полях базальты–трахибазальты–базаниты. Магнезиальный номер базальтов составляет 0.50–0.61. В отличие от вулканитов других областей ЦАСП, в ассоциации пород плато Дариганга отсутствуют андезиты.

По своим геохимическим характеристикам базальты плато Дариганга сходны с базальтами других вулканических областей ЦАСП и отвечают OIB-типу. Изотопные характеристики Nd и Sr в базальтах указывают на участие в их формировании обогащенного источника EMII-типа (рис. 1). Отсутствие в составе пород плато андезибазальтов-андезитов позволяет исключить

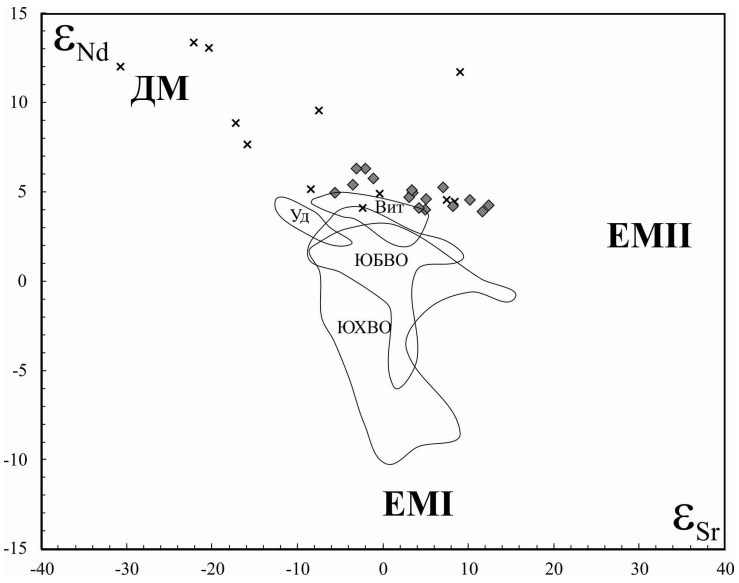


Рис. 1. Диаграмма в координатах $\varepsilon_{Sr} - \varepsilon_{Nd}$. Серые ромбики – изотопные характеристики базальтов плато Дариганга. Крестики – изотопные характеристики мантийных ксенолитов плато Дариганга **[5]**. Контурами показаны изотопные характеристики базальтов вулканических областей ЦАСП: Вит – Витимская **[3]**, Уд – Удоканская, ЮБВО – Южно-Байкальская, ЮХВО – Южно-Хангайская **[2]**. ДМ – деплетированная мантия, EMI – обогащенная мантия I типа, EMII – обогащенная мантия II типа.

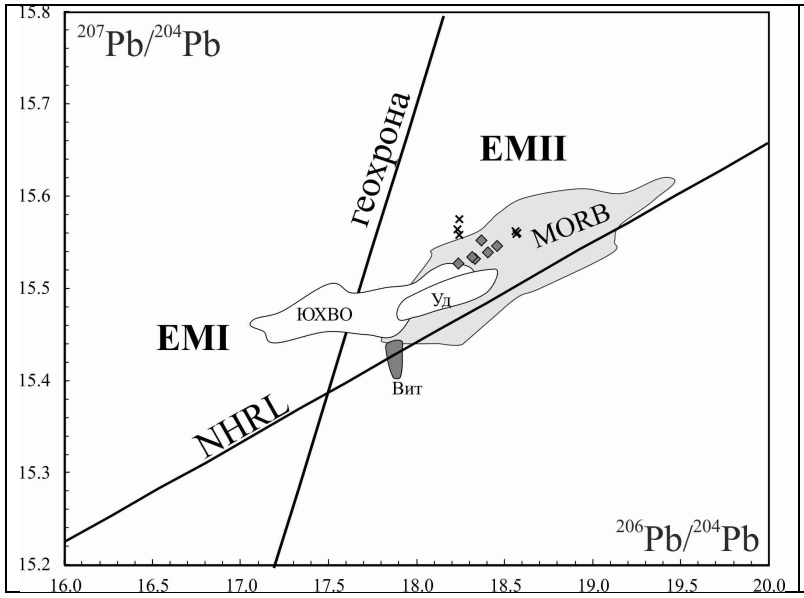


Рис. 2. Диаграмма в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$. NHRL – линия северной полусферы. Серое поле – мантийные ксенолиты Витимской ВО **[1]**. Остальные обозначения те же, что и на рис. 1.

прямое плавление корового вещества как причину «обогащенных» изотопных характеристик Nd и Sr. В то же время в качестве обогащенного источника базальтов плато Дариганга могла выступать метасоматизированная мантия, фрагментами которой являются многочисленные ксенолиты шпинелевых лерцолитов, встречающиеся в базальтах плато **[4, 5]**. На последнее указывают изотопные характеристики Nd и Sr в этих лерцолитах (рис. 1).

Нами были изучены изотопные характеристики Pb в базальтах плато Дариганга, а также в ксенолитах шпинелевых лерцолитов, встречающихся в этих базальтах. На диаграмме в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$ фигуративные точки базальтов плато Дариганга образуют тренд, тянущийся от области составов деплетированной мантии в область обогащенного источника EMII-типа (рис. 2). В окончании этого тренда, отвечающем обогащенному источнику, находятся точки составов шпинелевых лерцолитов. Это обстоятельство нами рассматривается как еще одно доказательство того, что в качестве обогащенного источника базальтов плато Дариганга выступала метасоматизированная перидотитовая мантия.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00412).

[1] *Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Салтыкова А.К. и др.* Термальная и химическая неоднородность верхней мантии Байкало-Монгольского региона (данные мантийных ксенолитов из кайнозойских базальтов) // Петрология. 2007. Т. 15. № 1. С. 58–90.

[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. Т. 18. № 3. С. 297–327.

[3] *Johnson J.S., Gibson S.A., Thompson R.N., Nowell G.M.* Volcanism in the Vitim volcanic field, Siberia: geochemical evidence for a mantle plume beneath the Baikal rift zone // Journal of Petrology. 2005. V. 46. P. 1309–1344.

[4] *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.

[5] *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)

2018. Выпуск 16. С. 296–297

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО ЦАГААН-УУЛЬСКОМУ ПАНТЕЛЛЕРИТОВОМУ ДАЙКОВОМУ ПОЯСУ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

Ю.Д. Щербаков[1], А.Б. Перепелов[1], С.С. Цыпукова[1], М.Ю. Пузанков[2]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, scherb@igc.irk.ru
[2] Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, puzankov@kscent.ru

В составе позднепалеозой-раннемезозойской Северо-Монгольской рифтовой зоны **[1]** обнаружен и впервые исследован крупный Цагаан-уульский пантеллеритовый дайковый пояс (по названию близрасположенного самона Цагаан-уул в Хубсугульском аймаке Северной Монголии). Минералого-геохимические особенности пород этого пояса указывают на специфические условия образования и кристаллизации проявленных здесь щелочно-салических магм.

Цагаан-уульский пояс имеет протяженность до 30–32 км, ширину до 7–8 км и генеральное северо-восточное простирание. Он представлен комплексом многочисленных субпараллельных даек с протяженностью некоторых их них до 10–12 км. Дайки прорывают массив среднепалеозойских гранитов и ранее при геолого-съемочных работах были обозначены как субвулканические тела диоритовых порфиритов. Породы массивные, темно-серого, светло-серого цвета, средне- и мелкозернистые. Среди абсолютно преобладающих даек пантеллеритового состава встречены редкие и наиболее ранние по времени формирования дайки пантеллеритовых трахитов, иногда с совместным залеганием с пантеллеритами в структурах типа «дайка в дайке». Минералы-вкрапленники пантеллеритов представлены щелочными амфиболами (арфведсонит, феррорихтерит), КПШ, кварцем и реже эгирином. В пантеллеритовых трахитах наблюдаются вкрапленники щелочных амфиболов (арфведсонит, катафорит), часто с эгириновой отрочкой, КПШ, кварца. Микролиты пантеллеритов, помимо КПШ, альбита, кварца и щелочных амфиболов, представлены более редкими эгирином, энигматитом, эльпидитом, Са-анкилитом, монацитом и апатитом. В основной массе пантеллеритовых трахитов, помимо минералов сходного с пантеллеритами парагенезиса, отмечается широкое развитие лоренценита и минералов группы эвдиалита и отсутствие эльпидита и Са-анкилита.

Породы Цагаан-уульского дайкового пояса в сравнении с щелочно-салическими породами других районов Монголии и активной континентальной окраины Камчатки **[2, 3]** заметно обогащены Zr (до 1800 ppm), Hf, Nb, Ta, REE, Y, Th и U, а также обеднены Ba, Sr и P (рис. 1, 2) **[5]**.

В сравнении с пантеллеритовыми трахитами и пантеллеритами петротипических вулканических комплексов о. Пантеллерия, породы исследуемого пояса близки к ним по концентрациям большинства редких элементов, но заметно обеднены Nb и Ta.

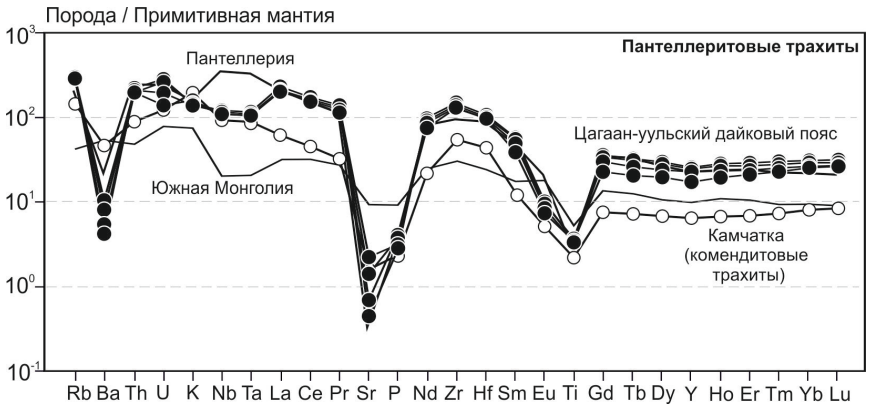


Рис. 1. Распределение магматофильных элементов в пантеллеритовых трахитах Цагаан-уульского дайкового пояса, Южная Монголия [2], Пантеллерии [4] и комендитовых трахитах Камчатки [3]. Нормировано по **[6].**

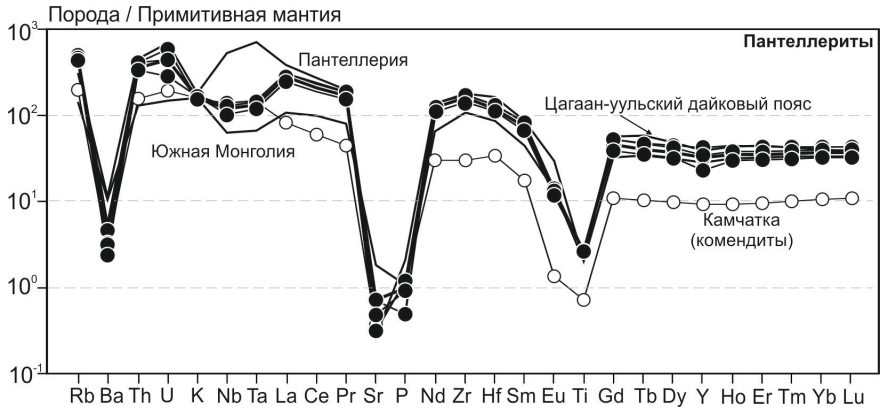


Рис. 2. Распределение магматофильных элементов в пантеллеритах Цагаан-уульского дайкового пояса, Южная Монголия [2], Пантеллерии [4] и комендитах Камчатки [3].

Выявленные геохимические особенности и условия проявления щелочно-салических магм в структуре Цагаан-уульского дайкового пояса указывают на их происхождение на постколлизионном этапе геодинамического развития территории. При этом отсутствие в составе пояса проявлений щелочно-базитовых магм может быть объяснено их длительной дифференциацией в глубокозалегающих магматических очагах с последовательным формированием и внедрением вначале расплавов пантеллеритовых трахитов, а затем и пантеллеритов в условиях растяжения.

Исследования проведены в рамках выполнения государственного задания по проекту IX.129.1.3. и при поддержке РФФИ (проекты № 18-35-00294-мол_а, № 18-55-91049-Мон_оми).

[1] *Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Оебедев В.И., Ээнжин Г.* Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и изотопных Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 468–498.

[2] *Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Саватенков В.М., Веливецкая Т.А.* Трахиты, комендиты и пантеллериты позднепалеозойской рифтогенной бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост в Южной Монголии: особенности дифференциации и контаминации щелочно-салических расплавов // Петрология. 2007. Т. 15. № 3. С. 257–282.

[3] *Флеров Г.Б., Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Перепелов А.Б., Щербаков Ю.Д., Дриль С.И., Палесский С.В.* Пространственно-временные соотношения вулканических ассоциаций разной щелочности Белоголовского массива (Срединный хребет Камчатки). Часть II. Геохимия вулканических пород и источники магм // Вулканология и сейсмология. 2016. № 4. С. 3–26.

[4] *White J.C., Parker D.F., Minghua R.* The origin of trachyte and pantellerite from Pantelleria, Italy: Insights from major element, trace element, and thermodynamic modelling // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2009. V. 179. P. 33–55.

[5] *Marks M.A.W., Markl G.* A global review on agpaitic rocks // Earth-Science Reviews. 2017. V. 173. P. 229–258.

[6] *McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–254.

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

2018. Выпуск 16. С. 298–299

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Д.С. Юдин, Т.А. Алифирова, Н.Г. Мурзинцев, Е.И. Михеев

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

Изучение возраста кимберлитов и связанных с ними магматических пород, кимберлитовых полей и провинций дает возможность оценить, какие факторы контролируют генезис магм и механизмы извержения. Возраст кимберлитов охватывает диапазон от эоцена до раннего протерозоя. Таким образом, исследования захваченных ими ксенолитов дают важную информацию о геохимии и геодинамике мантии в широком временном срезе. Экономическое значение некоторых кимберлитовых пород как коренных источников алмазов повышает важность точных данных о их возрасте, датирование в этом случае служит вспомогательным средством в поисково-разведочных работах.

В результате проведенных изотопно-геохронологических исследований кимберлитов, а также выносимых ими ксенолитов авторами была получена информация о потенциале и ограничениях использования изотопных методов.

U/Pb метод. Согласованность возрастных данных, полученных двумя изотопными методами по сингенетичным минералам фенокристов из кимберлита (U/Pb метод по перовскиту и $^{40}Ar/^{39}Ar$ метод по флогопиту), надежно фиксирует время внедрения кимберлитовой магмы **[1]**. Ограничения U/Pb-метода связаны с крайне малыми размерами зерен перовскита, их малочисленностью в основной массе кимберлита, а также часто с высокими содержаниями обыкновенного Pb и необходимостью вводить соответствующие поправки.

$^{40}Ar/^{39}Ar$ метод. Сопоставление химических и $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастных данных по изученным разновидностям флогопитов из кимберлитов дает основание предположить следующее.

1. Флогопиты с низкими содержаниями алюминия, железа (<4 мас. %), титана (<1.5 мас. %), хрома (Cr_2O_3<1 мас. %) и натрия, химически и структурно отвечающих мантийным слюдам первично-метасоматического происхождения, подходят для датирования древних метасоматических событий в литосферной мантии кратонов.

2. Флогопиты с высокими содержаниями Al_2O_3, FeO, TiO_2 и Na_2O наряду с крайне низкими концентрациями Cr_2O_3 (Cr_2O_3 <0.5 мас. %), близкие по составу флогопитам из основной массы кимберлита, потенциально наиболее пригодны для датирования кимберлитов. Вторично метасоматические флогопиты с высокими содержаниями Cr_2O_3 (>1 мас. %), сформировавшиеся в мантийных породах на поздних метасоматических этапах, также могут быть использованы для установления возраста кимберлита. Они имеют малый размер и, соответственно, при температурном воздействии их K/Ar изотопная система часто претерпевает переуравновешивание, следствием чего является «омоложение» исходного возраста флогопита вплоть до кимберлитового.

Реальный геологический смысл значений $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраста флогопитов аргументируется следующим: 1) согласованностью датировок, рассчитанных методом плато и изохронным методом; 2) подтверждением результатами численного моделирования устойчивости K/Ar изотопной системы флогопитов в мантийных условиях; 3) соответствием возрастных рубежей, выявленных $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по флогопитам из ксенолитов кимберлитов, таковым, полученным U/Pb методом по цирконам **[2]**.

Rb/Sr метод. Завышенные значения возраста относительно времени образования кимберлита были получены при $^{40}Ar/^{39}Ar$ исследовании флогопитов из кимберлитовых трубок Дьянга **[3]**, им. Гриба **[4]**, а также Удачная-Восточная. При этом датирование тех же образцов флогопитов Rb/Sr методом позволило получить значения возраста, соответствующие времени внедрения кимберлитового расплава.

Перспективы. Потенциально пригодными для датирования кимберлитов являются минералы K-рихтерит, K-содержащие титанаты, а также K-сульфиды, в частности джерфишерит

$K_6(Fe,Cu)_{29}S_{26}Cl$. Тесная связь последнего с поздними стадиями становления кимберлита определяет перспективность его использования при $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронологических исследованиях.

Работа выполнена в рамках государственного задания по проекту № 0330-2016-0013 и проектов РФФИ № 18-05-00211 и РФФИ № 16-05-00860.

[1] *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.

[2] *Юдин Д.С., Алифирова Т.А., Мурзинцев Н.Г., Специус З.В., Агашев А.М., Похиленко Л.Н., Травин А.В., Михеев Е.И.* Изотопная $^{40}Ar/^{39}Ar$ систематика флогопитов из кимберлитов Якутии в связи с проблемой тектоно-магматической эволюции Сибирского кратона // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород: Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии (5–7 июня 2018 г., г. Москва). М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 386–388.

[3] *Тычков Н.С., Юдин Д.С., Николенко Е.И., Соболев Н.В.* Мезозойская литосферная мантия северо-восточной части Сибирской платформы по данным включений из кимберлитов // ДАН. 2018 (в печати).

[4] *Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В., Лебедева Н.М., Носова А.А., Третяченко В.В., Травин А.В., Каргин А.В., Юдин Д.С.* Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопно-геохронологические и минералогические данные для флогопита // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 607–639.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2018. Выпуск 16. С. 300–301

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ТЕРРЕЙНЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ И РОЛЬ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ АНОРОГЕННОГО МАГМАТИЗМА

В.В. Ярмолюк[1], К.Е. Дегтярев[2]

[1] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, yarm@igem.ru
[2] Москва, Геологический институт РАН, degtkir@ginras.ru

Рассмотрены докембрийские террейны, располагающиеся среди палеозойских складчатых структур Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП) (рис. 1). Проведена типизация и сравнительная характеристика докембрийских террейнов различных частей пояса, реконструированы особенности их эволюции. Показано, что докембрийские террейны являются фрагментами структур двух типов, сложенных в одном случае существенно ювенильной неопротерозойской корой, в другом – мезо- и ранненеопротерозойской корой, формировавшейся в основном за счет переработки раннедокембрийских образований. Террейны с ювенильной неопротерозойской корой, расположенные в центральной и восточной части ЦАОП, зародились в океаническом секторе Земли, их становление было связано с двумя циклами тектогенеза: ранне- и поздненеопротерозойским с продолжительностью каждого из них до 200 млн лет. Террейны с мезо- и ранненеопротерозойской корой, находящиеся в основном в западной части ЦАОП, возникли в континентальном секторе Земли и на протяжении неопротерозоя характеризовались режимом внутриконтинентального развития. В эволюции террейнов различных частей ЦАОП выделен общий рубеж в интервале 800–700 млн лет, с которым связано формирование

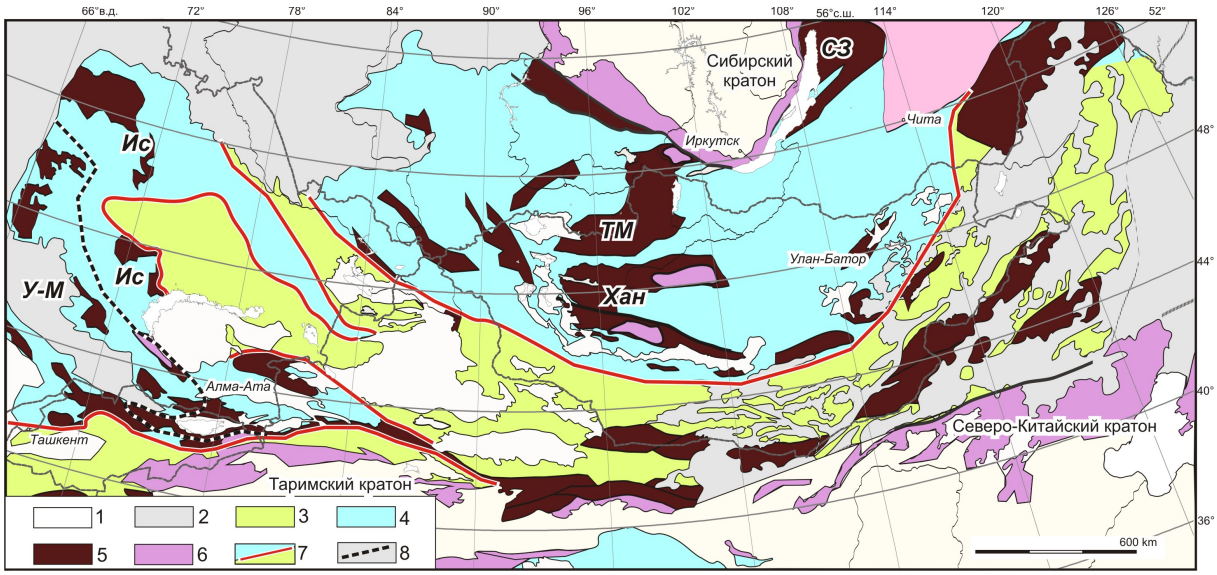


Рис. 1. Схема размещения докембрийских террейнов в пределах Центрально-Азиатского орогенного пояса. *1* – мезозойско-кайнозойские впадины; *2* – платформенные чехлы; *3–4* – складчатые структуры ЦАОП: *3* – средне- и позднепалеозойские (герцинские), *4* – раннепалеозойские (каледонские); *5–6* – комплексы докембрийских структур (кратонов, террейнов и микроконтинентов): *5* – неопротерозойские, *6* – раннедокембрийские; *7* – границы складчатых поясов; *8* – граница между группами террейнов в западной части ЦАОП. Группы террейнов и микроконтиненты: СЗ – Северо-Забайкальская, ТМ – Тувино-Монгольский, Хан – Хангайская, Ис – Исседонская, У-М – Улутау-Моюнкумская.

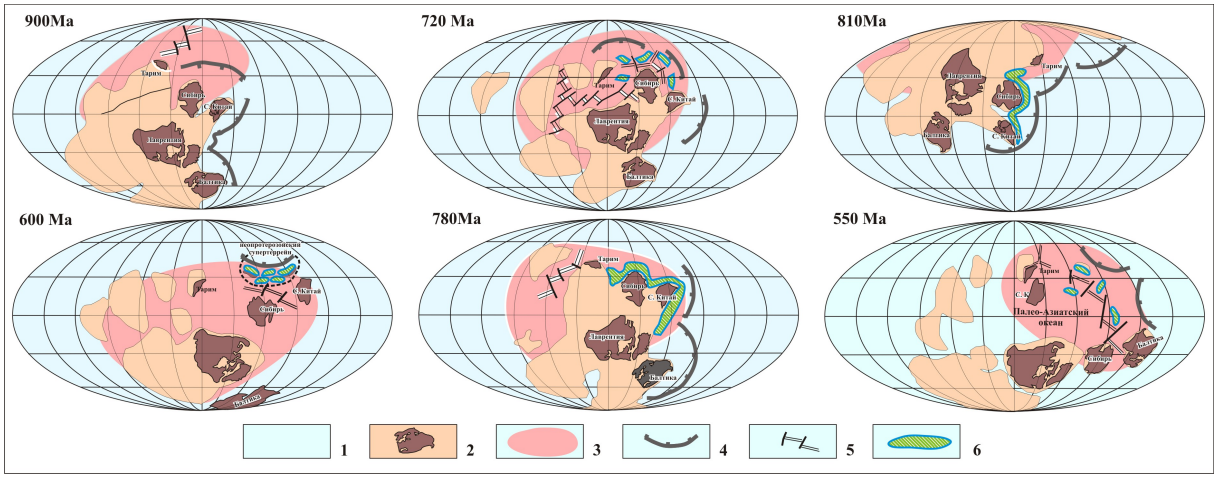


Рис. 2. Модель формирования докембрийских террейнов ЦАОП в системе глобальных геологических структур неопротерозоя. Палеотектонические реконструкции по [*Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins F.S. et al.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precam. Res., 2008. V. 160. № 1–2. P. 179–210]. *1* – океанический сектор; *2* – суперконтинент и кратоны, участвовавшие в образовании ЦАОП; *3* – проекция горячего поля мантии; *4* – конвергентные границы; *5* – спрединговые центры; *6* – неопротерозойские аккреционные террейны.

рифтовых зон и проявления внутриплитного магматизма, совпадающие по времени с расколом суперконтинента Родиния. Проведенные исследования позволяют связать историю формирования докембрийских террейнов ЦАОП с процессами, протекавшими в краевой сибирско-таримской части Родинии и прилегающем к нему секторе палеоокеана.

Предложена модель (рис. 2), в соответствии с которой развитие крупнейших докембрийских террейнов ЦАСП началось с процессов их ранненеопротерозойской аккреции к суперконтиненту Родиния. Последовавшее в конце раннего неопротерозоя дробление последнего над мантийным суперплюмом затронуло также новообразованную складчатую область. Это привело к образованию террейнов, включавших как фрагменты палеопротерозойского кратона, так и собственно ранненеопротерозойские структуры. Последующее объединение этих осколков докембрийской коры в составные террейны, по-видимому, происходило в конце раннебайкальской фазы тектогенеза.

Оценена роль докембрийских террейнов ЦАСП в распределении проявлений щелочно-гранитоидного магматизма, участвовавшего в образовании Центрально-Азиатского пояса раннепермского анорогенного магматизма (ЦАПРАМ). Положение гранитоидов контролируется границами террейнов, преимущественно секущими по отношению к общему простиранию ЦАОП. Активизация таких границ в режиме рифтогенного растяжения свидетельствует о том, что формирование ЦАПРАМ было связано с трансконтинентальным растяжением, которое проявлялось независимо от структур ЦАОП.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 16-17-10186).

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аберштайнер А. 175
Абилдаева М.А. 11, 220
Алексеев Д.В. (ИГМ СО РАН) 238
Алексеев Д.В. (ГИН РАН) 272
Алексеев Н.Л. 34
Алифирова Т.А. 298
Андреев А.А. 13, 231
Анисимова И.В. 122
Анисимова С.А. 34
Антипин В.С. 15
Аржанников С.Г. 18
Аржанникова А.В. 18
Астраханцев О.В. 193
Аюржанаева Д.Ц. 20, 197, 265
Бадмацыренова Р.А. 23
Базарова Е.П. 25, 235
Баранов В.В. 28, 74
Бараш И.Г. 292
Белозерова О.Ю. 15
Белоусова Е.А. 139, 223
Беляев В.А. 183
Бирюзова А.П. 211
Бишаев Ю.А. 31
Блинов А.В. 188
Богданов Ю.Б. 34
Богомолов Е.С. 13
Бороздоева В.В. 183
Броше Р. 18
Будаев Р.Ц. 127, 129
Будяк А.Е. 103
Бурдуковский В.В. 271
Бурмакина Г.Н. 271
Буслов М.М. 11, 31, 36, 151, 195, 220
Буякайте М.И. 204
Буянтуев М.Д. 199, 271
Ван К.-Л. 120, 122, 249
Ванин В.А. 39
Васильева И.Е. 86
Васильева И.М. 69, 294
Вассалло Р. 18
Вахромеев А.Г. 259
Веливецкая Т.А. 58
Великославинский С.Д. 13, 120, 122, 231, 262
Верниковская А.Е. 40
Верниковский В.А. 40
Ветлужских Л.И. 42
Вилор Н.В. 46
Владимиров А.Г. 48
Владимиров В.Г. 51, 92, 238
Водовозов В.Ю. 54
Воинова О.А. 34
Воронин К.В. 40
Воронцов А.А. 56, 131
Врублевская Т.Т. 271
Высоцкий С.В. 58, 63
Герасимов Н.С. 46, 102
Гибшер А.А. 223
Гилева Н.А. 240
Гильманова Г.З. 106
Гладкочуб Д.П. 39, 61, 96, 120, 157, 175, 190, 269
Голич А.Н. 63
Голозубов В.В. 48
Голунова М.А. 94
Гонегер Т.А. 99
Гордиенко И.В. 66
Горожанин В.М. 217
Горожанина Е.Н. 217
Горохов И.М. 69
Гороховский Б.М. 120
Горячев Н.А. 102, 103
Готтман И.А. 211
Григорьев Д.А. 71
Гриненко В.С. 28, 74
Гусев А.И. 77
Гусев Н.И. 80, 83
Данилов Б.С. 86
Данилова Ю.В. 86
Дегтерев А.В. 214
Дегтярев К.Е. 139, 290, 300
Демонтерова Е.И. 96, 109, 188
Диденко А.Н. 106, 146
Добрецов Н.Л. 88
Добрынина А.А. 91, 111
Докукина К.А. 92, 94
Донская Т.В. 39, 61, 96, 157, 190, 269
Дорогокупец П.И. 257
Доронина Н.А. 99
Дриль С.И. 56, 71, 102, 149
Дуденский А.С. 139, 142, 290
Дюфрейн С.Э. 272
Ефремов С.В. 102, 103
Жижерин В.С. 104, 242
Зарубина О.В. 46
Захаров В.С. 54, 106
Захватаев В.Е. 146
Зверев А.Р. 54
Иванов А.В. (ИЗК СО РАН) 109, 175, 180, 199
Иванов А.В. (ИГМ СО РАН) 292
Игнатьев А.В. 58
Иизука Й. 249
Имаев В.С. 111
Имаева Л.П. 111
Казанский А.Ю. 114
Какоурова А.А. 116, 118
Каменецкий В.С. 175, 180
Канева Е.В. 46
Каныгина Н.А. 139, 142, 290
Каримов А.А. 183
Кармышева И.В. 51, 238
Касаткин С.А. 48
Керимов В.Ю. 166
Киргуев А.А. 134
Ключевский А.В. 116, 118
Ковач В.П. 61, 120, 122
Козлова С.Г. 146
Козловский А.М. 124, 233, 294
Колесникова А.А. 126
Коломиец В.Л. 127, 129
Комарицына Т.Ю. 131
Конилов А.Н. 94
Константинов И.К. 134, 190, 286
Константинов К.М. 134
Константинова Г.В. 244
Котляров А.В. 88
Котов А.Б. 61, 120, 122, 157, 269
Кочнев Б.Б. 137, 178
Кошкин В.В. 83
Краузе Й. 211
Кузнецов А.Б. 69, 244
Кузнецов Н.Б. 139, 142, 217, 226, 290
Кузьмин М.И. 146, 149
Кузьмичев А.Б. 290
Куйбида Я.В. 51
Кулаков И.Ю. 146
Куликова А.В. 151
Куриленко А.В. 154
Кущ Л.В. 15
Лавренчук А.В. 157, 246, 269
Лаевский Ю.М. 40
Лапковский В.В. 172
Ларионов А.Н. 83
Ларок К. 18
Латышева И.В. 159, 228, 282, 286
Лебедева Ю.М. 13
Левицкий В.И. 58
Левицкий И.В. 58, 102
Леонов М.Г. 163, 166
Лепехина Е.Н. 96, 292
Летникова Е.Ф. 292
Ли Х.-Я. 120, 249
Липенков Г.В. 69
Лобастов Б.М. 169
Лунёв Б.В. 172
Ляпунов С.М. 139, 290
Мазукабзов А.М. 61, 96, 157, 259, 265, 267, 269
Макаров С.А. 91
Малышев С.В. 175, 201, 228
Мальковец В.Г. 223
Марусин В.В. 178
Марфин А.Е. 109, 180
Матасова Г.Г. 114
Матушкин Н.Ю. 40
Махлаев М.Л. 169
Медведев А.Я. 149, 183
Мельникова В.И. 240
Меркулова Т.В. 106
Меффра С. 175
Мехоношин А.С. 58
Минина О.Р. 99, 154
Минц М.В. 94
Миронов Ю.Б. 185
Мирошниченко А.И. 111
Михеев Е.И. 48, 298
Михеева Е.А. 188
Мотова З.Л. 96, 190
Мурзинцев Н.Г. 298
Нгуен А.З. 48
Непомнящих А.И. 20, 197, 265
Носкова Ю.В. 71
Овчинников Р.О. 252
Овчинникова Г.В. 69
Одгэрэл Д. 15
Окина О.И. 290
Орлова А.В. 193
Отгонбаатар Д. 195
Очирова Э.А. 20, 197
Паверман В.И. 199, 217
Павлова Л.А. 46
Пасенко А.М. 175, 201
Патрахина А.В. 99
Перевалов А.В. 129
Перепелов А.Б. 296
Перфилова О.Ю. 169
Петров Б.В. 34
Петров О.Л. 204
Плоткина Ю.В. 13, 120, 122
Покровский Б.Г. 204
Полянский О.П. 40
Попов Н.В. 122
Поспеев А.В.
Прияткина Н.С. 206, 209
Прокопов Н.С. 262
Прошенкин А.И. 292
Пузанков М.Ю. 296
Пучков В.Н. 217
Пушкарев Е.В. 211

Радзиминович Я.Б. 240
Разумовский А.А. 193
Рассказов С.В. 214, 275
Резницкий Л.З. 292
Ризванова Н.Г. 69
Риц Ж.-Ф. 18
Романюк Т.В. 139, 142, 217, 290
Рубанова Е.С. 11, 220
Рубцова М.Н. 188
Руднев С.Н. 51, 223
Рудько Д.В. 142, 159, 226, 228, 286
Рудько С.В. 142, 190, 226, 228, 286
Рыцк Е.Ю. 13, 231
Саватенков В.М. 124, 175, 233, 294
Савельева В.Б. 25, 86, 235
Савко К.А. 34
Сальникова Е.Б. 13, 122, 231
Саньков В.А. 111
Саранина Е.В. 214
Сасим С.А. 71
Семенова Д.В. 48, 51, 238
Сергеева Н.Д. 217
Середкина А.И. 240, 257
Серов М.А. 104, 242
Симонов В.А. 88, 151
Ситкина Д.Р. 244
Скляров Е.В. 61, 120, 157, 246, 269
Скузоватов С.Ю. 249
Смекалин О.П. 111
Смирнов Ю.В. 252
Смирнова З.Б. 244
Советов Ю.К. 254
Соколова Т.С. 257
Соловецкая Л.В. 254
Спиридонов А.М. 103
Ставицкая М.В. 149
Станевич А.М.
Старикова А.Е. 246
Сунь Йи-минь 275
Терентьев Р.А. 34
Толмачева Е.В. 13, 120, 262
Толстых Н.Д. 278
Томурхуу Д. 195
Травин А.В. 11, 40, 48, 54, 151, 238
Третьякова И.Г. 223
Фан Л.А. 48
Федоров А.М. 20, 265
Федоровский В.С. 157, 267, 269
Федосеенко А.М. 13
Федотова А.А. 193
Федюкин И.В. 159
Филинов И.А. 114
Фиорентини М.Л. 109
Хаин Е.В. 193
Хромова Е.А. 235
Хубанов В.Б. 39, 190, 271
Хубанова А.М. 271
Худолей А.К. 175, 206, 209, 272
Цибизов Л.В. 278
Цыганков А.А. 271
Цыпукова С.С. 296
Чан Т.Л. 48
Чан Т.М. 48
Чечельницкий В.В. 91
Чипизубов А.В. 111
Чувашова И.С. 214, 275
Чупарина Е.В. 46
Шабанова Е.В. 86
Шаповалова М.О. 278
Шатков Г.А. 281
Шацилло А.В. 142, 159, 190, 226, 228, 282, 286
Шацкий В.С. 249
Шелепаев Р.А. 278
Шешуков В.С. 139, 142, 290
Школьник С.И. 292
Шпакович Л.В. 294
Щербаков Ю.Д. 296
Щетников А.А. 114
Эрнст Р.Э. 209
Юдин Д.С. 298
Ядрищенская Н.Г. 154
Яковлев А.А. 134
Яковлев В.А. 51, 238
Ярмолюк В.В. 56, 124, 233, 294, 300
Ясныгина Т.А. 214