СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

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

Материалы научного совещания

(20–23 октября 2020 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

ИРКУТСК
2020

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. 18. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2020. – 404 с.

В сборнике представлены труды восемнадцатого 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 орогенные процессы 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
д.г.-м.н. Т.В. Донская,
к.г.-м.н. З.Л. Мотова

Проведение рабочего совещания и издание материалов осуществляются при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 20-05-22031).

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН.

ISSN 2415-8313
© Институт земной коры СО РАН, 2020

С О Д Е Р Ж А Н И Е

ВОЗРАСТ И ПРИРОДА ПРОТОЛИТА ГРАНИТОГНЕЙСОВ КУРАЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ (НОВЫЕ ДАННЫЕ U-Pb LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ)
М.А. Абилдаева, М.М. Буслов 14

U–Pb-ВОЗРАСТ И ВЕРОЯТНЫЕ ИСТОЧНИКИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ПОЛУОСТРОВА ТЕРПЕНИЯ (О. САХАЛИН)
И.А. Александров, В.В. Ивин, А.И. Малиновский, А.А. Вельдемар, В.Б. Хубанов 17

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОЛЛИЗИОННЫХ И ВНУТРИПЛИТНЫХ ПЕГМАТОИДНЫХ ГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА, ИХ ВОЗРАСТ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ (ПРИБАЙКАЛЬЕ)
В.С. Антипин, Н.В. Шептякова, Л.В. Кущ, В.Б. Хубанов 20

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ МОРФОСТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО ДАННЫМ U-Pb (LA-ICP-MS) ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ
А.В. Аржанникова, Е.И. Демонтерова, M. Jolivet, Е.А. Михеева, С.Г. Аржанников, А.В. Иванов, В.Б. Хубанов 23

СЛОЙ ПОНИЖЕННОЙ ВЯЗКОСТИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ БАЛТИЙСКОГО И КАНАДСКОГО ЩИТОВ
Е.В. Артюшков, П.А. Чехович 26

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫХ ИНТРУЗИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРЕКОВОГО АНАЛИЗА АПАТИТА
Т.Э. Багдасарян, Р.В. Веселовский, В.А. Зайцев, С. Томсон, А.В. Латышев 28

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА СЛЮД В УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ И КАРБОНАТИТАХ БОЛЬШЕТАГНИНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)
Е.П. Базарова, В.Б. Савельева 30

ГЕОХИМИЯ ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКИХ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ ЛАМПРОФИРОВ, ДОЛЕРИТОВ И ГАББРО ДЖИДИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ): ПЕРЕХОД ОТ НАДСУБДУКЦИОННОГО К АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОМУ МАГМАТИЗМУ?
В.А. Беляев, М.А. Горнова, И.В. Гордиенко, А.А. Каримов, А.Я. Медведев, А.В. Иванов, С.И. Дриль 32

НОВЫЕ ДАННЫЕ ТРЕКОВОГО АНАЛИЗА АПАТИТА ЗАГАНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА ЗАБАЙКАЛЬЯ
Ю.А. Бишаев, М.М. Буслов, Е.В. Скляров 34

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ДАННЫЕ U-PB ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ПОРОД БАЯНКОЛЬСКОЙ СВИТЫ
Е.А. Бродникова, Е.Ф. Летникова, Е.В. Ветров 37

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО МОНГОЛО-ОХОТСКОГО И КАЙНОЗОЙСКОГО ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ДЕФОРМАЦИЮ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В БАССЕЙНАХ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ
М.М. Буслов, Ю.А. Бишаев, А.В. Куликова, Д.А. Кох 39

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ
М.М. Буслов, В.С. Имаев 41

НОВЫЙ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ КИСЛОРОДНЫЙ ОАЗИС НА ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА
Н.В. Быкова, К.Е. Наговицин, Б. Гилл 45

СТРУКТУРА МАРАКАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, БОДАЙБИНСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ РАЙОН)
В.А. Ванин, А.М. Мазукабзов, В.А. Горовой 47

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ КРАЕВОЙ ОБЛАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА НА ОСНОВЕ НОВЕЙШИХ ДАННЫХ ГРР ПО КОВЫКТИНСКОМУ ГАЗОКОНДЕНСАТНОМУ МЕСТОРОЖДЕНИЮ
А.Г. Вахромеев, А.С. Смирнов, А.М. Мазукабзов, И.В. Горлов, А.В. Поспеев, В.Д. Клыкова, Н.В. Мисюркеева, А.М. Станевич 49

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗМОЖНЫЕ ФАНЕРОЗОЙСКИЕ АНАЛОГИ МЕЗОАРХЕЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ОЛОНДИНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ФРАГМЕНТА ТОККО-ХАНИНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА
С.Д. Великославинский, В.П. Ковач, А.Б. Котов, Д.П. Крылов 52

РАННЕЭДИАКАРСКИЙ ДАЙКОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (ЗАПАДНАЯ ОКРАИНА СИБИРСКОГО КРАТОНА)
А.Е. Верниковская, В.А. Верниковский, Н.Ю. Матушкин, П.И. Кадильников, Е.А. Богданов 54

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ
В.А. Верниковский 56

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЮЖНО-ТАННУОЛЬСКОЙ РАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ ТУВЫ: ДАННЫЕ ВЫСОКО- И НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ
Е.В. Ветров, Й. Де Гравэ, А.Н. Уваров, Н.И. Ветрова, П.И. Михайлова 59

К ВОПРОСУ ОБ УХОДЯЩЕМ ТЕПЛОВОМ ИНФРАКРАСНОМ ИЗЛУЧЕНИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В ЗОНАХ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗ. БАЙКАЛ
М.А. Вилор, О.В. Лунина 61

ИНТЕНСИВНОСТЬ ИЗМЕНЕНИЯ МИНЕРАЛОВ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ В РЕЗУЛЬТАТЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ПРОЦЕССОВ МЕТАСОМАТОЗА НА ПРИМЕРЕ ТРУБОК МИР И ОБНАЖЕННАЯ, ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ
С.С. Воробей, В.К. Гаранин 64

МАГМАТИЗМ ДЕВОНСКОЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА РАЗНОМАСШТАБНОГО ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ
А.А. Воронцов, В.В. Ярмолюк, С.И. Дриль, Р.Э. Эрнст, О.Ю. Перфилова, О.М. Гринёв, Т.Ю. Комарицына 66

ПЕРМО-ТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ АССОЦИАЦИИ АЛТАЯ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС
О.А. Гаврюшкина, Н.Н. Крук 69

ОТРАЖЕНИЕ ОСНОВНЫХ СОБЫТИЙ ОРОГЕНЕЗА В U-Pb ВОЗРАСТЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ (НА ПРИМЕРЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)
Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, З.Л. Мотова, В.Б. Хубанов 72

ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГАББРОИДОВ КАЛИНОВСКИХ ОФИОЛИТОВ (САМАРКИНСКИЙ ТЕРРЕЙН ЮРСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ)
А.Н. Голич, С.В. Высоцкий 75

РОЛЬ ОСТРОВОДУЖНО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ БАЙКАЛЬСКОЙ И КАЛЕДОНСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ЗАБАЙКАЛЬЕ
И.В. Гордиенко 78

ПЕТРОЛОГИЯ ПЕРИДОТИТОВ АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА АЛАГ-ХАДНИ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ): ОТ ДЕКОМПРЕССИОННОГО ПЛАВЛЕНИЯ ДО РЕФЕРТИЛИЗАЦИИ И МЕТАМОРФИЗМА В МАНТИЙНОМ КЛИНЕ
М.А. Горнова, А.А. Каримов, С.Ю. Скузоватов, В.А. Беляев 80

ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ ДОКЕМБРИЯ И ФАНЕРОЗОЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ: ГЕОЛОГИЯ, ПЕРСПЕКТИВНАЯ МИНЕРАГЕНИЯ
В.С. Гриненко, В.В. Баранов 82

ЭВОЛЮЦИЯ ВЫСОКОФРАКЦИОНИРОВАННЫХ ЛЕЙКОГРАНИТОВ ГОРНОГО АЛТАЯ
А.И. Гусев, Е.М. Табакаева 85

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В КАРБОНАТАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОПОДОБНЫХ ПОРОД ЗИМИНСКОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА (ЮГ СИБИРСКОГО КРАТОНА)
Ю.В. Данилова, В.Б. Савельева, В.А. Пономарчук, Б.С. Данилов, Е.П. Базарова 87

СУЩЕСТВОВАЛО ЛИ ТАЙМЫРСКОЕ ПРОДОЛЖЕНИЕ УРАЛЬСКОГО ОКЕАНА? ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ РАБОТ 2020 ГОДА НА ЗАПАДНОМ ТАЙМЫРЕ, БАССЕЙН Р. ХУТУДАБИГА
М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев, К.К. Сатановский 90

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ НАДСУБДУКЦИОННЫЕ И ОКЕАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ В АККРЕЦИОННОЙ СТРУКТУРЕ СЕВЕРО-БАЛХАШСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)
К.Е. Дегтярев, М.В. Лучицкая, Т.Ю. Толмачёва, А.С. Якубчук, А.А. Третьяков, А.В. Пилицына, Н.Л. Вахтина, Н.А. Каныгина 92

ИЗОТОПИЯ СТРОНЦИЯ В ВОДЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ И ЕГО ОБИТАТЕЛЯХ
Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, Е.В. Скляров, Г.В. Пашкова, М. Тягун 95

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЙСМОГЕННЫХ РАЗРЫВОВ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ
И.А. Денисенко, О.В. Лунина, Е.В. Серебряков 98

КОНТРАСТНЫЙ МАГМАТИЗМ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ЗАВЕРШЕНИЯ ОРОГЕНЕЗА (ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА)
И.М. Дербеко 100

ПЛОТНОСТНАЯ И ТЕРМАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА ПО ДАННЫМ СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА АНОМАЛЬНЫХ ГРАВИТАЦИОННОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ
А.Н. Диденко, М.Ю. Носырев, Г.З. Гильманова 103

КОСМИЧЕСКИЕ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ КАК ОСНОВА НОВОГО ЭТАПА ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ АКТИВНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ПРИМЕРЕ КАМЧАТКИ И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ГОРНОГО ПОЯСА
Н.Л. Добрецов, М.М. Буслов, А.Н. Василевский, С.М. Жмодик, А.В. Котляров, В.Ю. Тимофеев 106

СРЕДНИЕ СКОРОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИИ ЮГА СИБИРИ И СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ ПО ДАННЫМ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ
А.А. Добрынина, Батсайхан Ц., В.А. Саньков, В.В. Чечельницкий, Дулмаа Б. 109

ГРАНАТ-КИАНИТ-КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ В ЭКЛОГИТАХ САЛМЫ, БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ
К.А. Докукина, А.Н. Конилов, М.В. Минц, В.С. Шешуков, Т.Б. Баянова, К.В. Ван 111

ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ В ПЕРЕПЛАВЛЕННЫХ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА, РОССИЯ
К.А. Докукина, М.В. Минц, В.С. Шешуков, В.Б. Хубанов, А.Н. Конилов 113

ПОЗДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДОЛЕРИТЫ БИРЮСИНСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ
Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, С.А. Писаревский, Е.Б. Сальникова, А.М. Мазукабзов, А.Б. Котов, З.Л. Мотова, А.В. Степанова, В.П. Ковач 115

СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ НА Р. КИКА – КОМПЛЕКС МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА?
Н.А. Доронина, О.Р. Минина 119

«КЛИНОПИРОКСЕНОВАЯ» ПАЛЕОГЕОТЕРМА ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД ВЕРХНЕМУНСКИМ КИМБЕРЛИТОВЫМ ПОЛЕМ, СИБИРСКИЙ КРАТОН
А.М. Дымшиц, И.С. Шарыгин, В.Г. Мальковец, И.В. Яковлев, А.А. Гибшер, Т.А. Алифирова, С.С. Воробей, С.В. Потапов, В.К. Гаранин 122

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УЛЬБАНСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
В.А. Заика, А.А. Сорокин 124

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУКУРИНГРСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
В.А. Заика, А.А. Сорокин 126

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ПОРОД АДЫРТАШСКОЙ СВИТЫ ПОЗДНЕГО ОРДОВИКА (ЮГО-ЗАПАД ТУВЫ)
А.В. Иванов, Е.Ф. Летникова, Е.В. Ветров, А.И. Прошенкин 128

ДИСБАЛАНС Pd/Pt ОТНОШЕНИЙ МЕЖДУ СУЛЬФИДНЫМИ РУДАМИ, ИНТРУЗИЯМИ И ЛАВАМИ СИБИРСКИХ ТРАППОВ: ПОТЕРЯННАЯ ПЛАТИНА ИЛИ ОШИБОЧНАЯ КОНЦЕПЦИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
А.В. Иванов, А.Е. Марфин, Е.И. Демонтерова, Т.В. Дудкин, В.С. Каменецкий, М.Л. Фиорентини 130

НЕВАДИЙСКИЙ (КАРЛИНСКИЙ) ТИП МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ВЕСТИ С ПОЛЕЙ
А.В. Иванов, И.В. Четвертаков, А.А. Рыбченко, И.С. Шарыгин, Т.А. Чикишева, А.Н. Жиличева, В.М. Чубаров, Т.Ю. Якич, В.С. Каменецкий 132

ВЫСОКОКАЛИЕВЫЙ МАГМАТИЗМ НА РУБЕЖЕ 640 МЛН ЛЕТ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (БИРЮСИНСКОЕ ПРИСАЯНЬЕ)
А.Э. Изох, Е.Ф. Летникова, С.М. Жмодик 133

МАГНИТНАЯ АНИЗОТРОПИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА КИСТЕНЕВО КАК ОТРАЖЕНИЕ ОРИЕНТИРОВКИ ДРЕВНЕЙ ДОЛИНЫ Р. ЛЕНЫ
А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова, А.А. Щетников, И.А. Филинов, В.Ю. Брагин 136

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОМ РАЗРЕЗЕ БОЛЬШОЙ КУНАЛЕЙ ПО ПЕТРОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ
А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова, А.А. Щетников, И.А. Филинов, В.Ю. Брагин 139

ЦЕПОЧКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ В ПЛОЩАДКАХ ШИРОТНОЙ И ДОЛГОТНОЙ ОРИЕНТИРОВКИ
А.А. Какоурова, А.В. Ключевский 142

ЭКЛОГИТЫ И КЛИНОПИРОКСЕНИТЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК – ВОЗМОЖНАЯ РОЛЬ СУБДУКЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОГО КРАТОНА
Т.В. Калашникова, Л.В. Соловьева, С.И. Костровицкий 145

СОСТАВ, ВОЗРАСТ И МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ МИНГЛИНГ-ДАЕК АГОЙСКОГО БЛОКА (КААХЕМСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ АРЕАЛ, ВОСТОЧНАЯ ТУВА)
И.В. Кармышева, А.М. Сугоракова, С.Н. Руднев, Д.В. Семенова 147

БЛАСТОМИЛОНИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ЭВОЛЮЦИИ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ГЕОЛОГИЯ, МЕТАМОРФИЗМ И ВОЗРАСТ (*СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ*)
П.С. Козлов, И.И. Лиханов, А.Д. Ножкин 149

АККРЕЦИЯ ГЕРЦИНИД ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ В МАГМАТИЧЕСКОЙ И МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЛЕТОПИСИ
А.М. Козловский, Е.Б. Сальникова, В.В. Ярмолюк 152

C-, O-, S- И Sr-ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СРЕДНЕ- И ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ОСОБЕННОСТИ ФАНЕРОЗОЙСКОЙ САМОИЗОЛЯЦИИ
А.А. Колесникова, Б.Г. Покровский, М.И. Буякайте, Н.Б. Кузнецов, М.С. Хлебников, А.В. Баршин 155

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ ВМЕЩАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБЪЕКТА «САННЫЙ МЫС» (*ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ*)
В.Л. Коломиец 157

СТРОЕНИЕ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ, СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ВОЗРАСТ ВОЗНЕСЕНОВСКОЙ ТЕРРАСЫ Р. СЕЛЕНГА (*ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ*)
В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев, А.В. Перевалов 160

ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ДАТИРОВАНИЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ ВЕРХНЕМУНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗА (*ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ*)
К.М. Константинов, И.С. Шарыгин, М.С. Хороших, Т.А. Антонова, С.М. Потапов 162

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРОБЛЕМНОЙ ЧЕТВЕРТОЙ ЗОНЫ УЧАСТКА СЕВЕРО-МУЙСКОГО ТОННЕЛЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДЕТАЛЬНОГО КАРТИРОВАНИЯ
А.Т. Корольков 165

ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД
С.И. Костровицкий, Д.А. Яковлев 168

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕРМСКОМУ МАГМАТИЗМУ ЖАРМА-САУРСКОЙ ЗОНЫ (*ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН*)
П.Д. Котлер, С.В. Хромых, О.П. Герасимов 171

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ МАНТИИ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ (*ПО ДАННЫМ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ*)
А.В. Котляров, А.В. Яковлев, В.А. Симонов, В.Ю. Колобов 173

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ ЧУЛЬМАНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА ЗВЕРЕВСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО БЛОКА СТАНОВОГО СТРУКТУРНОГО ШВА
А.Б. Котов, С.Д. Великославинский, В.П. Ковач, Е.В. Толмачева, Т.М. Сковитина, Е.В. Адамская, Б.М. Гороховский 176

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ КАЙНОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТОККИНСКОЙ И ЧАРСКОЙ ВПАДИН БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ
А.Б. Котов, Т.М. Сковитина, В.П. Ковач, И.Н. Бучнев, Е.В. Адамская, Б.М. Гороховский 177

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ И ВЕНДСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (*ПО НОВЫМ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ*)
Б.Б. Кочнев 178

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА (*ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ*)
Б.Б. Кочнев, А.К. Худолей, С.Э. Дюфрейн, В.В. Марусин, Н.С. Прияткина 181

Sr-ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТОВ ХОХЮРТОВСКОЙ СВИТЫ, ДЖИДИНСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ: РИФЕЙ И КЕМБРИЙ?
А.Б. Кузнецов, Л.И. Ветлужских, М.С. Скрипников 184

Sr-C-O ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КАМОВСКОЙ СЕРИИ (БАЙКИТСКОЕ ПОДНЯТИЕ): ВКЛАД В ХЕМОСТРАТИГРАФИЮ
А.Б. Кузнецов, И.М. Горохов, А.Ю. Крамчанинов, Г.В. Константинова 186

О ВРЕМЕНИ И УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ КЕРЕЦКОГО ГРАБЕНА РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ БЕЛОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ТЕРСКОЙ СВИТЫ
Н.Б. Кузнецов, А.С. Балуев, Е.Н. Терехов, С.Ю. Колодяжный, Е.С. Пржиялговский, Т.В. Романюк, А.А. Колесникова, А.С. Дубенский, В.С. Шешуков, С.М. Ляпунов 189

ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТАГРАНИТОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: СИБИРСКИЕ КОРНИ ЦЕНТРАЛЬНО-АНГАРСКОГО ТЕРРЕЙНА
Н.Б. Кузнецов, А.А. Колесникова, Н.С. Прияткина, Т.В. Романюк, А.В. Шацилло 193

ПЕРВИЧНЫЕ ИСТОЧНИКИ ЦИРКОНА ИЗ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ И НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТОЛЩ ВОСТОЧНО-АНГАРСКОЙ ЗОНЫ (СЕВЕР ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)
Н.Б. Кузнецов, А.В. Шацилло, Т.В. Романюк, А.А. Колесникова, А.С. Дубенский, В.С. Шешуков, С.М. Ляпунов, Д.В. Московский 197

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОСТАВА СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ В ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ
Е.А. Кузьмина, А.В. Новопашина, О.Ф. Лухнева 200

ТАЙМЫРСКАЯ ОКРАИНА СИБИРСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА В ПОЗДНЕМ НЕОПРОТЕРОЗОЕ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ РАБОТ В 2019 ГОДУ НА МЫСЕ ЧЕЛЮСКИН
А.Б. Кузьмичев, М.К. Данукалова, К.К. Сатановский 202

ЭВОЛЮЦИЯ ЕНИСЕЙСКОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА В ДОКЕМБРИИ
А.Б. Кузьмичев, А.А. Стороженко, Н.Ф. Васильев, М.К. Данукалова, В.Б. Хубанов 204

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ ЧАГАН-УЗУНСКОГО МАССИВА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) НА ОСНОВЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ДАННЫХ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ
А.В. Куликова, В.А. Симонов, А.В. Котляров, Т.Б. Колотилина 206

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ МИКРОТЕКСТУРЫ В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОДАХ ЛОНГДОРСКОГО ПОДНЯТИЯ: К ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА
И.В. Латышева, А.В. Шацилло, Д.В. Рудько, И.В. Федюкин 209

Lu-Hf СИСТЕМАТИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД МАРСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ (БИРЮСИНСКОЕ ПРИСАЯНЬЕ)
Е.Ф. Летникова, А.Э. Изох, Е.Н. Федерягина, В.Б. Ершова, С.М. Жмодик 213

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ОБСТАНОВОК КОЛЛИЗИИ, РАСТЯЖЕНИЯ И СДВИГОВЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)
И.И. Лиханов 215

НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ПАРАГЕНЕЗИСОВ «ТРОЙНОЙ ТОЧКИ» AL_2SiO_5 КАК СЛЕДСТВИЕ ПОЛИМЕТАМОРФИЗМА ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАПЕЛИТОВ
И.И. Лиханов 218

АНОРОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА – ИНДИКАТОР РАСПАДА ДОКЕМБРИЙСКИХ СУПЕРКОНТИНЕНТОВ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА
И.И. Лиханов, А.Д. Ножкин, В.В. Ревердатто, П.С. Козлов 221

ФЕНОМЕН СОВРЕМЕННОГО РАЗРЫВООБРАЗОВАНИЯ НА МЫСЕ РЫТЫЙ (СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ)
О.В. Лунина, А.А. Гладков 224

ДИНАМИЧЕСКОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ КАЛЕДОНСКОЙ КОЛЛИЗИИ НА СИБИРСКУЮ ПЛАТФОРМУ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)
А.М. Мазукабзов, В.С. Федоровский, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, Е.В. Скляров, А.В. Лавренчук 227

ЭТАП МЕТАМОРФОГЕННОЙ МИГМАТИЗАЦИИ: ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ
В.А. Макрыгина, В.А. Бычинский, А.В. Ощепкова, Л.Ф. Суворова 229

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Pb, Nd, Sr УДЖИНСКИХ ДАЕК, СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ
С.В. Малышев, В.М. Саватенков, Л.В. Шпакович 232

ОТНОШЕНИЕ S/Se В РУДАХ ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НОРИЛЬСК, ТАЛНАХ) КАК ПОКАЗАТЕЛЬ КОНТАМИНАЦИИ ОСАДОЧНЫМ ВЕЩЕСТВОМ
А.Е. Марфин, В.Д. Бровченко, А.В. Иванов, Г.В. Пашкова, В.М. Чубаров, Т.А. Радомская 234

ПЕТРОХРОНОЛОГИЯ КИНГАШСКОГО МАССИВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ LA-ICPMS ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА, ТИТАНИТА И ЦИРКОНА
А.Е. Марфин, Т.А. Радомская, А.В. Иванов, В.С. Каменецкий, М.Б. Каменецкая, Т.Ю. Якич, О.М. Глазунов 236

КАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИТЫ БОРОЗДИНСКОГО ГОЛЬЦА (ЮЖНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
А.Я. Медведев, С.И. Дриль, М.А. Горнова, А.А. Каримов, В.А. Беляев 238

ПАЛЕОЗОЙ ТУРКА-КУРБИНСКОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ
О.Р. Минина, Н.А. Доронина, В.С. Ташлыков 241

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ЕРАВНИНСКОЙ ПОДЗОНЫ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
О.Р. Минина, В.С. Ланцева 244

МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ
Ю.Б. Миронов 246

РЕГИСТРАЦИЯ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКИХ АКТИВИЗАЦИЙ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫМИ КОРКАМИ НА ГАЙОТАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ ПО ДАННЫМ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
П.Е. Михайлик, А.И. Ханчук, Е.В. Михайлик 248

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ В РАННЕЙ ЮРЕ НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА ПО ДАННЫМ U-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ БАЗАЛЬНОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ИРКУТСКОГО БАССЕЙНА
Е.А. Михеева, Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, А.В. Аржанникова, С.Г. Аржанников, В.Б. Хубанов 250

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ «ПРЕДЛЕДНИКОВЫХ» ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА
З.Л. Мотова, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.М. Мазукабзов 253

КОНТАКТОВО-РЕАКЦИОННОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ КАРБОНАТА И ОНГОНИТОВОГО РАСПЛАВА МАССИВА АРЫ-БУЛАК
А.С. Новикова, Я.О. Алферьева, Е.Н. Граменицкий 256

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ РИФТОГЕННЫЕ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ) И ИХ РУДОНОСНОСТЬ
А.Д. Ножкин, П.С. Козлов, И.И. Лиханов, С.В. Зиновьев 258

ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ КИВИЛИЙСКОГО И СУЛАРИНСКОГО КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА (БАССЕЙН Р. КИВИЛИ)
Р.О. Овчинников, А.А. Сорокин 261

ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ХАРАУЛАХСКОГО СЕГМЕНТА ЗАПАДНОГО ВЕРХОЯНЬЯ
Е.А. Павловская, А.К. Худолей, А.Н. Москаленко, С.В. Малышев, А.Д. Савельев 263

ГЕОДИНАМИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ЕЕ ДВИЖУЩИЕ СИЛЫ
В.В. Параев, Э.А. Еганов 265

АККУМУЛЯТИВНЫЕ БЕРЕГА ОЗЕРА БАЙКАЛ
В.А. Пеллинен, Е.А. Козырева 268

МЕГАКРИСТАЛЛЫ ТЭСИЙНГОЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО АРЕАЛА СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ – ПАРАГЕНЕЗИС И УСЛОВИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ
А.Б. Перепелов, А.П. Жгилев, С.С. Цыпукова, Ю.Д. Щербаков, Д. Бат-Ульзий, С.И. Дриль 270

НИЗКОБАРИЧЕСКОЕ ПЛАВЛЕНИЕ КАЛЬЦИТОВОГО ИЗВЕСТНЯКА И ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ НЕФЕЛИН-МЕЛИЛИТОВЫХ ПАРАЛАВ В ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ МОНГОЛИИ
И.С. Перетяжко, Е.А. Савина, Е.А. Хромова, В.Е. Глушкова 273

ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-БАЛХАШСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ПЕРВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ
А.В. Пилицына, К.Е. Дегтярев, А.А. Третьяков 276

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПОЛИХРОННЫЙ МАГМАТИЗМ В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА
Н.В. Попов, И.И. Лиханов, К.А. Савко 278

СОСТАВ КЛИНОПИРОКСЕНОВ КАК ИНДИКАТОР ВЫСОКО-Mg-Ca СОСТАВА ПЕРВИЧНОГО РАСПЛАВА БИРХИНСКОГО ГАББРОВОГО МАССИВА (ПРИОЛЬХОНЬЕ). АНАЛОГИ НА УРАЛЕ
Е.В. Пушкарев, И.А. Готтман, А.В. Лавренчук, Е.В. Скляров 281

ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО БАЙКАЛА ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ
Н.А. Радзиминович, А.И. Мирошниченко 284

ГЕНЕРАЦИЯ РАСПЛАВНЫХ АНОМАЛИЙ В КУЛТУКСКОМ СТРУКТУРНОМ СОЧЛЕНЕНИИ И ПРОЯВЛЕНИЕ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ
С.В. Рассказов, И.С. Чувашова, А.М. Ильясова, Т.А. Ясныгина, Ю. Аило, В.Н. Иванова 287

УНИКАЛЬНОЕ РАЗНООБРАЗИЕ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ В ОРТОПИРОКСЕНИТЕ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ
Д.И. Резвухин, Т.А. Алифирова, А.В. Головин, А.В. Корсаков 290

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ КИАНИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)
О.В. Резвухина, А.В. Корсаков, С.Г. Скублов, Д.А. Замятин 292

РЕЗАНСКАЯ СВИТА ГОРНОГО КРЫМА – БАЗАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ СИНАЛЬПИЙСКОГО СТРУКТУРНОГО КОМПЛЕКСА: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ПЕСЧАНИКОВ
Т.В. Романюк, А.В. Страшко, Н.Б. Кузнецов 294

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ВОЗРАСТ ПОРОД ЧАУСТИНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА КАИМСКОЙ ПОКРОВНО-НАДВИГОВОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ
Е.С. Рубанова, М.М. Буслов, В.А. Симонов, А.В. Котляров, А.В. Куликова, А.В. Травин 298

СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ХАРАНУРСКОГО ПОЛИХРОННОГО ПЛУТОНА ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ
С.Н. Руднев, А.Э. Изох, Р.А. Шелепаев, П.А. Серов, В.Ю. Киселева 300

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ (ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ, ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ)
С.Н. Руднев, Д.В. Семенова, П.А. Серов 304

Nd-Sr-Hf ИЗОТОПИЯ И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ ВЕНДСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ
С.Н. Руднев, О.М. Туркина, В.Г. Мальковец, Е.А. Белоусова, П.А. Серов, В.Ю. Киселева..... 308

ОБ УТОЧНЕНИИ МОДЕЛИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ С УЧЕТОМ НОВЫХ ДАННЫХ
В.В. Ружич, Г.Я. Смольков, Е.А. Левина 312

ВОЗРАСТ ГНЕЙСОГРАНИТОВ МАМСКО-ЧУЙСКОГО СЛЮДОНОСНОГО РАЙОНА (СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОЕ НАГОРЬЕ): ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ
Е.Ю. Рыцк, А.А. Андреев, Е.В. Толмачева, С.Д. Великославинский, А.Н. Ларионов, А.М. Федосеенко 315

ВОЗРАСТ И КОРОВЫЕ ИСТОЧНИКИ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОГО АРЕАЛА АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА (ТЕЛЬМАМСКИЙ И АНГАРАКАНСКИЙ МАССИВЫ): НОВЫЕ U-Pb (ID TIMS; SIMS) И Nd-ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ
Е.Ю. Рыцк, Е.Б. Сальникова, А.А. Андреев, Е.С. Богомолов, Е.В. Толмачева, С.Б. Великославинский, Н.В. Родионов, А.М. Федосеенко 318

ВОЗРАСТ И КОРОВЫЕ ИСТОЧНИКИ ГРАНИТОИДОВ ЧУЙСКОГО ВЫСТУПА БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО ПОЯСА: НОВЫЕ U-Pb (ID TIMS) И Nd-ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ
Е.Ю. Рыцк, Е.Б. Сальникова, А.А. Андреев, А.Б. Котов, С.Д. Великославинский, Е.С. Богомолов, А.М. Федосеенко, А.А. Иванова 321

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ВЕНДСКОГО И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА И ГЕТЕРОХРОННОГО АМФИБОЛИТОВОГО И ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО МЕТАМОРФИЗМА НА ВОСТОКЕ ЮЖНОГО УРАЛА И МУГОДЖАР
А.В. Рязанцев, Б.Г. Голионко, А.В. Пилицына, Н.А. Каныгина, А.В. Травин 323

ЭВОЛЮЦИЯ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА НА ПРИМЕРЕ УДОКАНСКОГО ЛАВОВОГО ПЛАТО
В.М. Саватенков, В.В. Ярмолюк, А.М. Козловский 326

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПОЗДНЕГО МЕЗОПРОТЕРОЗОЯ – НЕОПРОТЕРОЗОЯ ЮГО-ВОСТОКА СИБИРИ
А.Д. Савельев, С.В. Малышев, В.М. Саватенков 328

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЯ БЕСПИРОКСЕНОВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПИКРИТОВ БОЛЬШЕТАГНИНСКОГО МАССИВА (УРИКСКО-ИЙСКИЙ ГРАБЕН)
В.Б. Савельева, Ю.В. Данилова, Е.П. Базарова, Б.С. Данилов 330

ТРИ СТАДИИ СУБИЗОТЕРМИЧЕСКОЙ ДЕКОМПРЕССИИ UHP ПОРОД ТЕРРЕЙНА КУМДЫ-КОЛЬ В КОКЧЕТАВСКОМ МАССИВЕ, СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН
А.Ю. Селятицкий, В.В. Ревердатто 333

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ: ОБЗОР
А.И. Середкина 336

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОРТОПИРОКСЕНИТОВЫХ ЖИЛ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ЭГИЙНГОЛЬСКОГО МАССИВА (ДЖИДИНСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ ЗОНА В СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ)
В.А. Симонов, А.В. Каримов, А.В. Котляров, М.А. Горнова, В.Н. Королюк 338

УСЛОВИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВ ЗАПАДНОГО САЯНА
В.А. Симонов, А.В. Котляров 341

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ – ИСТОЧНИКОВ ХРОМШПИНЕЛИДОВ ИЗ ТРИАСОВЫХ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
В.А. Симонов, А.В. Котляров, Е.И. Николенко, Ю.Р. Васильев, Т.А. Алифирова, В.В. Шарыгин 344

ТЕКТОНИЗИРОВАННЫЕ ОФИОЛИТЫ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)
Е.В. Скляров, А.В. Лавренчук, Е.В. Пушкарев 347

ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДАУРСКОЙ СЕРИИ АРГУНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА
Ю.Н. Смирнова 349

ИСТОЧНИКИ СНОСА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДАУРСКОЙ СЕРИИ АРГУНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ
Ю.Н. Смирнова, Ю.В. Смирнов 352

КРИОГЕНИЙ И ЭДИАКАРАН В ПРИСАЯНЬЕ И ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ (ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)
Ю.К. Советов, В.А. Верниковский, Л.В. Соловецкая 354

МИНЕРАЛОГИЯ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ КАК ИНДИКАТОР КЛИМАТА В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ
П.А. Солотчин, Э.П. Солотчина, Е.В. Безрукова 357

МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ДИОРИТОВ ГОРНОГО АЛТАЯ
Е.М. Табакаева, А.И. Гусев 359

СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ СНОСА И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ СТРАТОНОВ БАГДАРИНСКОЙ СИНФОРМЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
В.С. Ташлыков, О.Р. Минина, Д.В. Метелкин, М.К. Кноль 361

РАННЕДОКЕМБРИЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОРЫ ИРКУТНОГО БЛОКА ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА (ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОГО КРАТОНА): СИНТЕЗ U-Pb и Lu-Hf ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ
О.М. Туркина 364

МЕТАБАЗИТЫ ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА БУЛУНСКОГО БЛОКА (ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ВЫСТУП) – ИНДИКАТОРЫ СОСТАВА И ИЗОТОПНЫХ ПАРАМЕТРОВ АРХЕЙСКОЙ МАНТИИ
О.М. Туркина, А.Э. Изох, А.Д. Ножкин 366

ГРАНИЦА СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА В ПРИОЛЬХОНЬЕ (ОЗЕРО БАЙКАЛ, РОССИЯ)
В.С. Федоровский, Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская, А.В. Лавренчук 369

КОЛЛИЗИОННАЯ МАТРИЦА ПРИОЛЬХОНЬЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МАССИВА ТАЖЕРАН
В.С. Федоровский, Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская, А.В. Лавренчук 371

ФРОНТАЛЬНАЯ КОЛЛИЗИЯ И СТРУКТУРЫ ЛАТЕРАЛЬНОГО ВЫЖИМАНИЯ (ОЛЬХОНСКИЙ ПОЛИГОН, БАЙКАЛ)
В.С. Федоровский, Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская, А.В. Лавренчук 373

НЕКОТОРЫЕ СЛЕДСТВИЯ КОНЦЕПЦИИ СИЛЛОГЕНЕЗА
Г.С. Федосеев 375

ТРИ ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСА ДАЕК ПЛАГИОГРАНИТОВ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТ, ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ (Nd, Sr), ПРОИСХОЖДЕНИЕ
А.А. Федотова, Е.В. Хаин, А.А. Разумовский, А.В. Сомсикова, О.В. Астраханцев, Г.Е. Некрасов, М.О. Аносова 377

ТИТАНО-ТАНТАЛО-НИОБАТЫ В ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТАХ АРЫСКАНСКОГО И АСТЫГСКОГО МАССИВОВ, ВОСТОЧНАЯ ТУВА
А.К. Хертек, А.В. Никифоров 380

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ БЕЛОЗИМИНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)
Е.А. Хромова, А.Г. Дорошкевич, И.А. Избродин 383

ЭВОЛЮЦИЯ БАЗИТОВОГО И ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА КАК ОТРАЖЕНИЕ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ СИСТЕМ ЦАСП: ПРИМЕР ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА
С.В. Хромых 386

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ (850 МЛН ЛЕТ) КОНТРАСТНАЯ РИОЛИТ-БАЗАЛЬТОВАЯ СЕРИЯ В ТАЛАССКОМ АЛАТАУ, СЕВЕРНЫЙ КЫРГЫЗСТАН: ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ
А.К. Худолей, Д.В. Алексеев, Е.О. Петров, К.С. Додонов 389

ПЕРВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО НЕОПРОТЕРОЗОЮ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЛОНГДОРСКОГО ПОДНЯТИЯ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)
А.В. Шацилло, Д.В. Рудько, И.В. Латышева, И.В. Федюкин 391

ЭТАПЫ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И ВРЕМЕННОЙ ДИАПАЗОН ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ ХАМСАРИНСКОГО ТЕРРЕЙНА
С.И. Школьник, Е.Ф. Летникова, Л.З. Резницкий, А.В. Иванов 395

ИЗОТОПНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ ПОРОД ХАНГАЙСКОГО АРЕАЛА (МОНГОЛИЯ)
Л.В. Шпакович, В.М. Саватенков, В.П. Ковач 397

ОЦЕНКА СКОРОСТИ ПОДЪЕМА КИМБЕРЛИТОВОГО РАСПЛАВА НА ОСНОВЕ $^{40}Ar/^{39}Ar$ ИССЛЕДОВАНИЯ КСЕНОЛИТОВ
Д.С. Юдин, Н.Г. Мурзинцев, Н.М. Лебедева 400

ОСОБЕННОСТИ ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В ОБСТАНОВКЕ КОНВЕРГЕНТНОЙ ГРАНИЦЫ НА ПРИМЕРЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ ВОСТОКА АЗИИ
В.В. Ярмолюк 401

Авторский указатель 403

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 14–16

ВОЗРАСТ И ПРИРОДА ПРОТОЛИТА ГРАНИТОГНЕЙСОВ КУРАЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ (НОВЫЕ ДАННЫЕ U-Pb LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ)

М.А. Абилдаева, М.М. Буслов

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

В Алтае-Саянской складчатой области широко распространены позднепалеозойские крупноамплитудные сдвиги и связанные с ними надвиги. Они нарушают субширотную раннесреднепалеозойскую Чарышско-Теректинско-Саянскую сутурно-сдвиговую зону, разделяющую Казахстанско-Байкальский составной континент и окраинно-континентальные образования Сибири **[1, 2]**.

В строении Курайской покровно-сдвиговой структуры принимает участие тектонический покров Алтае-Монгольского террейна, сложенный раннесреднепалеозойскими терригенными породами зеленосланцевого метаморфизма. В параавтохтоне расположены фрагменты сутурно-сдвиговой структуры, тектонически перекрывающие вулканогенно-осадочные породы венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги (часть окраинно-континентальных образований Сибири). Наиболее ярко Курайская покровно-сдвиговая структура выражена в осевой части одноименного хребта и состоит из тектонических пластин (мощностью до многих сотен метров), сложенных всеми вышеперечисленными образованиями, часть которых была метаморфизована и получила название «курайский метаморфический комплекс», состоящий из гнейсов, гранитогнейсов, мигматитов, кристаллических сланцев, амфиболитов и пегматитов.

Согласно геохимическим данным, курайский метаморфический комплекс представляет собой продукт преобразования пород различной природы и состава (океанические базальты, глиноземистые и вулканомиктовые осадки), которые рассматриваются как фрагмент средне-кембрийско-раннеордовикского турбидитового бассейна и его океанического основания **[3–5]**. U-Pb возраст единичных (8 зерен) метаморфогенных цирконов из гнейсов курайского комплекса определен в интервале 444–380 млн лет **[6, 7]**, что соответствует пику метаморфизма. Ar-Ar и K-Ar возраст амфиболов и слюд из гнейсов и метаморфических сланцев формирует широкий интервал 425–322 млн лет **[2, 3, 8]**, что свидетельствует о длительности процесса метаморфизма. В пределах этого интервала в работе **[3]** выделены четыре этапа формирования Курайского комплекса, подтверждающих импульсный характер тектонических воздействий.

В ходе нашего исследования было установлено, что протолитом пород курайского метаморфического комплекса послужили также позднеордовикские инструзии.

В Казанском федеральном университете нами были датированы U-Pb LA-ICP-MS методом цирконы из четырех образцов: кварцевых диоритов (обр. К-19-03), гранитов (обр. К-19-08) и гнейсов курайского комплекса (обр. Б-18-32 и Б-19-622).

Образцы кварцевого диорита К-19-03 и гранита К-19-08, отобранные в долине р. Нижний Ильдугем, залегают в виде тектонических пластин среди пород курайского метаморфического комплекса. Внутренние части этих тел имеют магматический облик, внешние части деформированы и рассланцованы. На ГГК-1000 **[9]** эти тела относятся к кубадринскому комплексу, возраст которого был принят как нижнесреднедевонский на основе сходства состава и геологической позиции массивов с джойским комплексом Западного Саяна. Кроме того, по цирконам петротипического Кубадринского массива был получен возраст U-Pb методом по навескам циркона (ID TIMS) 373.3±6.5 млн лет **[10]**. Для кварцевых диоритов из долины р. Нижний Ильдугем Ar-Ar методом получен возраст 381.3±4.4 (амфибол) и 341.9±3.9 (биотит) млн лет **[3]**.

В диоритах К-19-03 цирконы крупные, однотипные, внутренняя структура полосчатая и секториальная. Конкордантный возраст по 50 зернам составляет 449.1±1.4 млн лет (2σ, СКВО=0.024, вероятность = 0.88).

В гранитах К-19-08 большинство зерен циркона на катодолюминесцентных снимках темные, с осцилляторной зональностью, но несколько зерен (6 шт.) подобны цирконам из диорита – крупные, на CL снимках яркие, полосчатые или секториальные. Датировано 74 зерна. Дискордантный возраст по 71 зерну равен 440.3±7.3 млн лет (2σ, СКВО=5.5). Датированные кварцевые диориты и граниты можно считать разными фазами позднеордовикского магматического комплекса, впервые выделенного для данной части Горного Алтая. В целом, гранит-диоритовые массивы данного возраста широко распространены в пределах Алтае-Монгольского террейна и приурочены к пограничной зоне с Чарышско-Теректинско-Саянской сутурно-сдвиговой структурой в пределах Казахстанско-Байкальского составного континента **[2, 11]**.

В гранитогнейсах курайского метаморфического комплекса обнаружены цирконы с магматическими ядрами также позднеордовикского возраста. Образец Б-18-32 отобран в долине р. Курайка из гранитогнейсовой тектонической платины, претерпевшей по краям раннекарбоновые деформации и метаморфизм регрессивной стадии с формированием слюдистых милонитов и бластомилонитов **[12]**. Цирконы в гранитогнейсах не окатанные, зональные, часто трещиноватые, метамиктные; некоторые зерна имеют метаморфическую кайму. Датировано 47 точек, из них по 42 точкам получился дискордантный возраст магматических ядер в 445±13 млн лет (2 σ, СКВО=2.3). Метаморфические каймы датировать не удалось вследствие их малых размеров.

Цирконы из тектонической пластины гранитогнейсов в долине р. Карасубажи также имеют магматические ядра и метаморфические каймы. Из образца Б-19-622 выделено 70 цирконов, датировано 57 точек, однако по многим точкам абляции получились спектры неудовлетворительного качества. Тем не менее были получены дискордантные значения возраста в 444.6±9.9 млн лет для магматических ядер (23 точки абляции, СКВО=2.3) и 367.8±2.3 млн лет для метаморфических кайм (14 точек абляции, СКВО=2.7).

Датировки ядер цирконов из гранитогнейсов двух образцов близки к таковым из гранит-диоритового массива, расположенного в долине р. Нижний Ильдугем. Следует предполагать, что породы позднеордовикских интрузий в ходе метаморфизма были превращены в гранитогнейсы курайского метаморфического комплекса. Возраст метаморфизма определен по каймам в цирконах как позднедевонский, что согласуется с Ar-Ar датировками метаморфических пород **[2, 3, 8, 12]**.

Исследование выполнено в рамках планов НИР ИГМ СО РАН при поддержке правительства РФ (проект № 14.Y26.31.0029).

[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., Отгонббатор Д., Куликова А.В., Минг Чен, 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. 1600–1628.

[3] *Куйбида Я.В., Владимиров В.Г., Крук Н.Н., Травин А.В.* Основные рубежи тектонической эволюции Курайского блока в раннем – среднем палеозое (Горный Алтай) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2009. Т. 1. С. 159–161.

[4] *Крук Н.Н., Волкова Н.И., Куйбида Я.В., Гусев Н.И., Демонтерова Е.И.* Природа метаморфических комплексов Горного Алтая // Литосфера. 2013. № 2. С. 20–44.

[5] *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. 411–427.

[6] *Гусев Н.И., Шокальский С.П.* Возраст метаморфических комплексов юго-востока Горного Алтая // Геология и минеральные ресурсы Горного Алтая. 2010. № 3. С. 72–80.

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

[8] *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.

[9] *Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 567 с. + 8 вкл.

[10] *Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Владимиров В.Г., Савиных Я.В., Левченков О.А., Ковач В.П., Киреев А.Д.* Внутреннее строение, геодинамическая позиция и U-Pb изотопный возраст Кубадринского гранитоидного батолита (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 6. С. 688–702.

[11] *Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Elburg M.A., Ryabinin A.B., Vandoorne W., Vanhaeke F., Van den Haute P.* Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai – Altai-Mongolia suture zone (Siberia): zircon U/Pb constraints on its igneous record // Gondwana Research. 2011. V. 20. P. 465–484.

[12] *Abildaeva M.A., Zinoviev S.V., Buslov M.M.* Late Paleozoic rock deformation of the Kurai block: structural-kinematic analysis (upper Kuraika river, Gorny Altai, Russia) // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10. P. 937–943.

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

2020. Выпуск 18. С. 17–19

U–Pb-ВОЗРАСТ И ВЕРОЯТНЫЕ ИСТОЧНИКИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ПОЛУОСТРОВА ТЕРПЕНИЯ (О. САХАЛИН)

И.А. Александров[1], В.В. Ивин[1], А.И. Малиновский[1], А.А. Вельдемар[1], В.Б. Хубанов[2]

[1] Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, alexandrov@fegi.ru
[2] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

Остров Сахалин расположен на границе Евразийской и Северо-Американской литосферных плит, и изучение слагающих его геологических комплексов играет важную роль в реконструкции геодинамической эволюции Северо-Западной Пацифики. Считается, что в геологическом строении Сахалина участвуют главным образом террейны, образованные на активной восточной окраине Евразии, но также присутствуют предполагаемые фрагменты внутриокеанических островодужных систем − террейн Терпения и Озерский террейн **[1, 2]**.

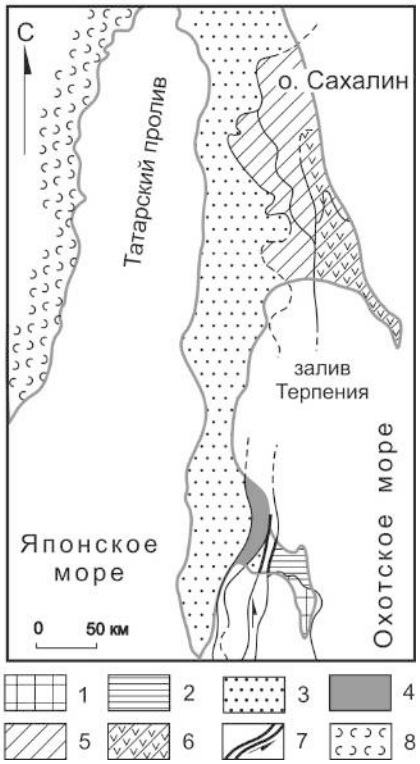
Тектоническое строение Сахалина четко разделяется по линии Центрально-Сахалинского разлома на западную и восточную части (рисунок). Западно-Сахалинский прогиб, вероятно, представляет собой преддуговый бассейн, связанный с верхнемеловым Восточно-Сихотэ-Алинским вулканоплутоническим поясом. Восточная часть Сахалина сложена мел-палеогеновыми террейнами субдукционно-аккреционной природы, иногда рассматриваемыми в качестве единой Восточно-Сахалинской аккреционной призмы **[3]**.

Островодужный террейн Терпения выделяется рядом исследователей **[1]** в восточной части Центрального Сахалина, включая полуостров Терпения (рисунок). Данный террейн, вероятно, является продолжением пояса Немуро на востоке о. Хоккайдо **[1]** и соответственно фрагментом так называемой прото-Курильской островной дуги **[4]**. По мнению Г. Кимуры **[4]**, данная прото-Курильская дуга зарождалась на (Палео-)Тихоокеанской плите к юго-востоку от своего текущего положения, а присоединение (коллизия) ее к континенту произошло в позднем эоцене – олигоцене.

Фундамент п-ова Терпения сложен вулканогенно-осадочными породами котиковской серии (снизу вверх): учирская, заслоновская, туровская и ольдонская свиты. Возраст этих образований ранее считался позднемеловым и таким образом отражен на государственных геологических картах. По результатам последних детальных микропалеонтологических исследований **[4]** учирская свита была отнесена к позднему мелу – данию, вышележащая заслоновская свита – к данию, туровская свита – к позднему палеоцену – раннему эоцену, ольдонская свита – к эоцену.

Для выяснения источников питания и восстановления геологической эволюции террейна Терпения нами была изучена геохимия терригенных пород котиковской серии и определен возраст детритовых цирконов из этих пород. К сожалению, в образцах учирской свиты (представленной главным образом пирокластическими породами), отобранных в 2019 году, цирконов обнаружить не удалось. Были выделены и изучены цирконы из образцов заслоновской (4 образца, всего 318 конкордантных датировок), туровской (1 образец, 44 датировки) и ольдонской (1 образец, 90 датировок) свит. В августе 2020 г. было проведено более детальное опробование разреза учирской свиты − на момент написания материалов образцы находятся на стадии пробоподготовки.

Результаты U/Pb датирования показали достаточно широкое распространение докембрийских (главным образом − палеопротерозойских, пики около 1.8–1.9 млрд лет) цирконов в изученных породах. Для пород заслоновской и ольдонской свит доля докембрийских цирконов достигает около 30 %, а для туровской свиты − около 10 %. Однако следует учитывать, что количество конкордантных датировок пород туровской свиты достаточно невелико (44 шт.). В породах обнаружено только одно зерно циркона кайнозойского (датского) возраста − самое молодое зерно возрастом 64 млн лет датировано в образце туровской свиты. При этом возраст самой молодой группы цирконов (двух и более зерен с возрастом в пределах ошибки 1σ), который принято считать нижней границей возраста осадконакопления, в том же образце состав-



Тектоническое районирование о. Сахалин ([2], с изменениями). *1* – апт-маастрихтский Тонино-Анивский террейн; *2* – кампан-раннеэоценовый Озерский террейн; *3* – апт-палеоценовый турбидитовый Западно-Сахалинский террейн; *4* – мел-среднеэоценовый Сусунайский субдукционный метаморфический террейн; *5* – Восточно-Сахалинский составной аккреционный террейн; *6* – поздний мел-палеогеновый островодужный террейн Терпения **[1]**; *7* – Мерейская шовная сдвиговая зона; *8* – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс.

ляет 66 млн лет. Для остальных образцов изученных стратонов, палеонтологически датированных от раннего палеоцена до эоцена **[4]**, возраст самых молодых единичных цирконов варьирует в узких пределах – от 66 до 72 млн лет, а возраст самой молодой группы цирконов – от 67 до 75 млн лет. Наиболее значительное количество датированных цирконов имеют позднемеловой возраст (главные пики – 72–78 млн лет) с постепенным снижением размера пиков по мере увеличения возраста на протяжении мезозоя. Количество цирконов палеозойского и неопротерозойского возраста достаточно мало.

Значение соотношения Th/U в цирконах варьируется в пределах 0.007–1.310. Низкими значениями Th/U (<0.1) в исследованных породах характеризуются главным образом цирконы палеопротерозойского возраста (в основном 1.8–1.9 млрд лет).

По содержаниям петрогенных элементов на классификационной диаграмме Херрона большинство исследованных образцов попадает в поле граувакк. Образцы учирской свиты отделяются в поле лититовых аренитов. Породы учирской свиты отличаются более высокими содержаниями SiO_2/Al_2O_3 и более низким содержанием мафического компонента (Fe_2O_3+MgO). Согласно рассчитанному индексу химического изменения (CIA), породы относятся к слабовыветрелым. На различных диаграммах интерпретации обстановок осадконакопления по содержаниям петрогенных элементов проанализированные образцы тяготеют к полям островодужных осадков.

Породы отличаются невысоким общим содержанием редких земель (60–106 ppm). Некоторые образцы имеют небольшую отрицательную аномалию Eu. По содержаниям маломобильных микроэлементов породы близки к составу верхней континентальной коры, за исключением значимых отрицательных аномалий Nb, Ta, Hf и в меньшей степени Zr. Использование различных интерпретационных диаграмм позволяет предположить, что источником осадков были породы среднего состава или бассейн питался в результате смешения источников основного и кислого состава.

Также был проанализирован изотопный состав Sm и Nd в 12 образцах котиковской серии. Полученные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ варьируются от –0.9 до +4.3 без какого-то значимого различия между свитами. Рассчитанный по двустадийной Nd модели возраст имеет диапазон 532–959 млн лет.

Таким образом, наличие значительного количества докембрийских цирконов указывает на то, что осадочные породы котиковской серии полуострова Терпения формировались в условиях островной дуги, расположенной вблизи континента, с которого происходил снос древнего осколочного материала. Первичным источником докембрийских цирконов, вероятно, являлся

Сино-Корейский кратон, но сам этот переотложенный детритовый материал мог поступать с юрско-меловых аккреционных комплексов Сихотэ-Алиня, Японии или Сахалина. Отсутствие цирконов в изученных образцах учирской свиты не позволяет делать выводы о ранних этапах развития данной островодужной системы, но может свидетельствовать о ее формировании во внутриокеанических условиях. При этом в палеоцене – эоцене придуговый бассейн, видимо, приблизился к континенту на расстояние, достаточное для поступления с последнего терригенного материала.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-05-00440.

[1] *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B. et al.* Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. USGS Professional Paper 1626. 2000. 133 p.

[2] *Жаров А.Э.* Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалинское областное книжное изд-во, 2004. 192 с.

[3] *Зябрев С.В.* Стратиграфия и структура центральной части Восточно-Сахалинской аккреционной призмы (восток России) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 4. С. 49–73.

[4] *Kimura G.* Collision orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands // The Island Arc. 1996. V. 5. P. 262–275.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 20–22

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОЛЛИЗИОННЫХ И ВНУТРИПЛИТНЫХ ПЕГМАТОИДНЫХ ГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ ОЛЬХОНСКОГО РЕГИОНА, ИХ ВОЗРАСТ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ (ПРИБАЙКАЛЬЕ)

В.С. Антипин[1], Н.В. Шептякова[1], Л.В. Кущ[1], В.Б. Хубанов[2]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, antipin@igc.irk.ru
[2] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

Важнейшей особенностью Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) является масштабное развитие гранитоидного магматизма, интенсивно проявившегося в связи с каледонскими аккреционно-коллизионными событиями и постколлизионными геологическими процессами, которые нередко завершаются пегматоидными образованиями в южном обрамлении Сибирского кратона. Проведен сравнительный анализ разновозрастных гранитов и пегматитов, формирующихся в условиях различных геодинамических обстановок в Ольхонском регионе, и дана их типизация на основе ранее полученных и новых геохронологических и минералого-геохимических данных.

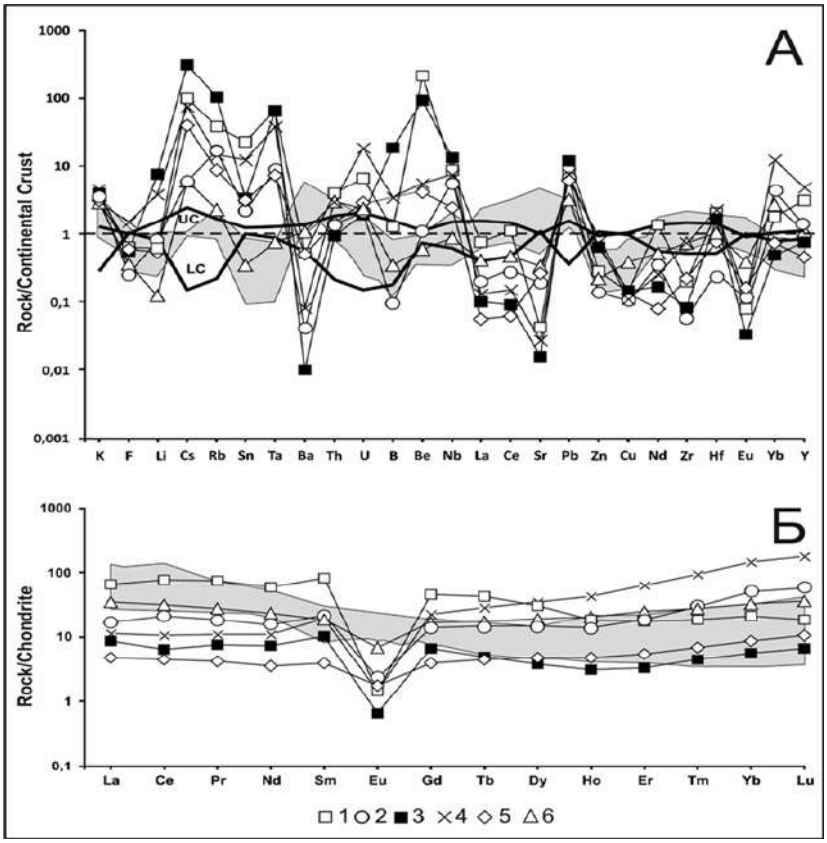
Систематизация возраста гранитоидов коллизионного шаранурского комплекса показывает широкий возрастной интервал (465–495 млн лет) для гранитов **[1]**, которые несколько моложе в Центральной купольной зоне Приольхонья (458±2 млн лет) **[2]**. К последним близки по возрасту жильные пегматоидные граниты о. Ольхон (455±5 млн лет, м. Шибетский) **[3]**. Пегматоидные лейкограниты и пегматиты имеют сходство с шаранурскими гранитами по минеральному и петрохимическому составу. Как поздние продукты эволюции раннепалеозойского комплекса, они близки к гранитам и по характеру спектров распределения редких элементов (рисунок).

В Ольхонском регионе проявлены также редкометалльные пегматиты, которые различаются минералого-геохимическими особенностями и возрастными данными.

Пегматит Ташкиней (о. Ольхон) с Be-Nb-Ta минерализацией. На острове Ольхон (падь Ташкиней) среди мигматизированных гнейсов ольхонской толщи обнаружена зональная с апофизами жила среднезернистых редкометалльных пегматоидных гранитов **[4]**, в которой наряду с полевыми шпатами и кварцем встречаются скопления зерен граната в ассоциации с биотитом, мусковитом и кристаллами берилла (аквамарина). Редко отмечаются магнетит, титанит, апатит, и проанализированы монацит, ксенотим, эвксенит, циркон, тортвейтит, иттровольфрамит, Nb-Ta-вольфрамит, вольфрамоиксиолит и касситерит **[5]**. Пегматоидные микроклин-альбитовые граниты жилы Ташкиней относятся к Be-Nb-Ta минералого-геохимическому типу с высокими содержаниями Rb, W, U, Th, Sn, Sc, но с весьма низкими концентрациями Li и летучих компонентов (F и B). U-Pb датирование цирконов из жилы Ташкиней, выполненное в лаборатории изотопных исследований ГИ КолФАН (г. Апатиты) Т.Б. Баяновой, показало конкордантные даты 390±5 млн лет, соответствующие возрасту среднего девона.

Пегматит Иликсин (Приольхонье) с Li-Rb-Be-Nb-Ta минерализацией. На основании новых данных по составу и геохимическим характеристикам в пегматите Иликсин отчетливо выделяются два типа пегматоидных образований. Более северная часть жильного пегматита Иликсин является типичным редкометалльным образованием **[6]**. По набору минерального парагенезиса эта часть пегматитового тела имеет значительное сходство с редкометалльным пегматитом Ташкиней на о. Ольхон. Указанное сходство выражается также обогащением обоих пегматитовых тел такими редкими элементами, как Be, Cs, Rb, Nb, Ta, и одновременно наличием для них глубоких минимумов концентраций Ba, Sr, Eu и Zr (рисунок).

С помощью U-Pb изотопного LA-ICP-MS метода **[7]** В.Б. Хубановым (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) для циркона из графического пегматита южной части жилы получено значение даты 458.5±2.0 млн лет, что практически совпадает с возрастом коллизионных гранитов шаранурского комплекса Центральной купольной зоны Приольхонья. Для циркона из северной



Диаграммы распределения редких (*А*) и редкоземельных элементов (*Б*) в гранитоидах шаранурского комплекса и редкометалльных пегматитах Ольхонского региона. *1* – редкометалльные пегматоидные граниты с Be-минерализацией, п. Ташкиней; *2* – пегматит Иликсин; *3* – амазонитовые пегматиты Аинского массива; *4* – пегматиты Улан-Нур; *5* – граниты Улан-Нур; *6* – средний состав шаранурского пегматита. Поле на диагрмме – гранитоиды шаранурского комплекса. Содержания элементов нормированы на средний состав континентальной коры (Rudnick R.L., Gao S., 2003). На диаграмме показаны средние составы нижней (LC) и верхней (UC) континентальной коры. Все анализы проводились в ЦКП ИНЦ СО РАН с использованием оборудования ЦКП ИГХ СО РАН и аттестованных стандартов. Щелочные элементы определены методом фотометрии пламени с ошибкой 5–10 % Л.В. Алтуховой и И.М. Хмелевской; редкие и редкоземельные элементы (РЗЭ) анализированы методом ICP-MS Л.А. Чувашовой, (σ±5–10 %) и О.В. Зарубиной с ошибкой 10–20 %.

редкометалльной части жилы получено среднее значение возраста 430.1±2.2 млн лет, что может свидетельствовать о ее формировании на более позднем постколлизионном этапе проявления магматизма в Ольхонском регионе.

Аинские пегматиты с амазонитом (бухта Ая). Среди исследованных редкометалльных пегматитов в Приольхонье жильные тела с амазонитом, прорывающие граниты Аинского массива, по минералого-геохимическим характеристикам в полной мере соответствуют Li-F типу, что отличает их от пегматитов Ташкиней и Иликсин. Ранее в Аинском амазонитовом пегматите выявлена Та минерализация, представленная микролитом и минералами группы колумбит-танталита, а также определены иксиолит, касситерит, циркон. Минералы, концентрирующие в пегматите редкие земли и Y, представлены флюоритом, монацитом, ксенотимом и фторкарбонатами **[8]**. Аинская интрузия приурочена к крупной разрывной структуре северо-восточного простирания, и по гранитам впервые был получен раннепалеозойский возраст (методом SHRIMP-II): 468±6 и 469±1.5 млн лет **[9]**. Методом LA-ICP-MS (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) было проведено датирование цирконов из крупной пегматитовой жилы с амазонитом в апикальной части Аинской интрузии и получен возраст 334.8±3.3 млн лет.

В результате геологического, геохронологического и минералого-геохимического изучения гранитно-пегматитовых систем в южном обрамлении Сибирского кратона (Ольхонский регион, Прибайкалье) установлено, что процессы пегматитообразования происходили в разновозрастные геологические эпохи и в условиях разнообразных геодинамических обстановок.

Полученные ранее и новые данные свидетельствуют о возможности выделения в Приольхонье особого аинского типа пегматитов, содержащих минерализацию, свойственную как редкометалльным гранитно-пегматитовым системам (F-Li-Ta-Cs-Sn-W), так и редкоземельным пегматитам (Be, Nb, Y, HREE, Zr, F). На примере сравнительной геохимической характеристики амазонитовых пегматитов Улан-Нур и аинских отчетливо видно их сходство в распределении редких элементов, выраженное в обогащении пород Rb, Cs, Ta, Sn, Pb, Th, U при минимуме по отношению к составу верхней континентальной коры концентраций Ba, Sr, La, Ce, Nd, Eu и Zr. Это может свидетельствовать о принадлежности редкометалльных пегматитов с амазонитом к одному Li-F минералого-геохимическому типу, которые кроме Ольхонского региона встречаются в разновозрастных ареалах внутриплитного магматизма Центральной Азии (Забайкалье, Монголия, Китай).

Таким образом, в Ольхонском регионе проявлены пегматоидные граниты и пегматиты различного возраста (458–335 млн лет), формирование которых происходило как на коллизионном, так и на постколлизионном (внутриплитовом) этапе геологического развития Прибайкалья. Среднепозднепалеозойские жильные тела пегматитов (Ташкиней, Иликсин, Аинские, Улан-Нур), контролируемые трещинными субмеридиональными зонами, характеризуются геохимическими различиями пород и минералов, содержат редкометалльную минерализацию, и среди них можно выделить ряд минералого-геохимических типов, которые относятся к формации редкометалльных пегматитов.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту IX.129.1.3.(0350-2019-0007) и при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00172 и проект № 20-55-44002 Монг_а).

[1] *Макрыгина В.А., Антипин В.С.* Геохимия и петрология метаморфических и пород региона Прибайкалья. Новосибирск: ГЕО, 2018. 248 с.

[2] *Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б.* Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН. 2011. Т. 436. № 6. С. 793–799.

[3] *Михеев Е.И., Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Баянова Т.Б., Мазукабзов А.М., Травин А.В., Волкова Н.И., Хромых С.В., Хлестов В.В., Тишин П.А.* Возраст синпокровных гранитов в аккреционно-коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // ДАН. 2017. Т. 47. № 5. С. 1405–1423.

[4] *Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А.* Геохимия раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья и их геодинамическая интерпретация (хр.Хамар-Дабан, о. Ольхон) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 228–243.

[5] *Макрыгина В.А., Суворова Л.Ф., Антипин В.С., Макагон В.М.* Два геохимических типа редкометалльных пегматоидных гранитов и пегматитов – начало герцинского внутриплитного этапа развития Ольхонского региона Прибайкалья // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 2040–2054.

[6] *Makagon V.M., Belozerova O.Yu.* Bismutotantalite from pegmatites of the Western Baikal Region, East Siberia, Russia // PEG. Abstracts. New Hampshire, USA, 2013. P. 88–89.

[7] *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.

[8] *Савельева В.Б., Канакин С.В., Карманов Н.С.* Новые данные по минералогии амазонитовых пегматитов Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Записки ВМО. 2013. Ч. XLII. № 2. С. 44–66.

[9] *Юдин Д.С., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г.* $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст и геохимические признаки синколлизионных габброидов и гранитов Западного Прибайкалья (на примере Бирхинского массива и его складчатого обрамления) // ДАН. 2005. Т. 405. № 2. С. 251–255.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 23–25

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ МОРФОСТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ ПО ДАННЫМ U-Pb (LA-ICP-MS) ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

А.В. Аржанникова[1], Е.И. Демонтерова[1], M. Jolivet[2], Е.А. Михеева[1], С.Г. Аржанников[1], А.В. Иванов[1], В.Б. Хубанов[3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, arzhan@crust.irk.ru
[2] Rennes, France, Geosciences Rennes, CNRS-UMR6118, marc.jolivet@univ-rennes1.fr
[3] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, khubanov@mail.ru

Вопрос о времени закрытия Монголо-Охотского океана, проявления орогенеза и начала последующего растяжения широко дискутируется в мировой литературе. Данные о времени закрытия океана в его западной части варьируются от триаса до средней юры **[1, 2]**, в восточной части – от средней юры до раннего мела **[3, 4]**. Морфология Забайкалья представлена серией грабенов северо-восточного простирания, осадочное заполнение которых по биостратиграфическим данным датируется средней юрой – ранним мелом, что указывает на то, что грабены формировались одновременно или сразу после закрытия Монголо-Охотского океана. Коллизия, связанная с закрытием Монголо-Охотского океана, должна была привести к значительному коровому утолщению и интенсивному рельефообразованию. При этом верхняя часть терригенных осадков во впадинах носит мелкообломочный характер, что свидетельствует об отсутствии активных рельефообразующих процессов на завершающей стадии формирования впадин. Данное несоответствие говорит о большом разносе во времени формирования высокогорного рельефа и впадин, заполненных мелкозернистыми осадками, на одной и той же территории либо о быстрой деструкции высокогорного рельефа, сформированного в зоне коллизии.

Одним из источников информации о времени закрытия океана и последовательности формирования рельефа в зоне коллизии является датирование детритовых цирконов из морских и континентальных отложений мезозойских осадочных бассейнов, расположенных в пределах Монголо-Охотского складчатого пояса. Если для восточной части складчатого пояса такие исследования проведены с достаточной детальностью **[4]**, то западная его часть остается слабоизученной.

Исследования по установлению возраста и источников сноса с помощью датирования детритовых цирконов юрских отложений Иркутского бассейна показали, что привнос материала с Забайкалья начался на границе ранней и средней юры **[5]**. U-Pb возраст акцессорного циркона из пеплового прослоя в отложениях самой молодой свиты Иркутского бассейна, в которой обнаружены детритовые зерна с забайкальским возрастом, составляет 178.3±5.0 млн лет **[6]**. Эта дата маркирует усиление процессов горообразования в Западном Забайкалье, которое может быть связано с началом коллизии.

Наиболее древней мезозойской впадиной Западного Забайкалья, маркирующей начало растяжения, является Тугнуйская. Самый древний возраст вулканитов ичетуйской свиты, которая находится в нижней части осадочного разреза Тугнуйской впадины, составляет 167.7±1.2 млн лет **[7]**, что свидетельствует о том, что между началом коллизии и началом растяжения прошло не более ~10 млн лет. Для определения источников сноса осадочного материала и восстановления палеогеографической эволюции региона были продатированы детритовые цирконы U-Pb методом (LA-ICP-MS) из ключевых свит Тугнуйской впадины. Полученные пики возрастов цирконов показали, что во время накопления ичетуйской и тугнуйской свит источники сноса (горные области) находились к югу и юго-западу от Тугнуйской впадины в районе разрушения Хэнтэйского и Хангайского гранитных батолитов соответственно. Затем в осадках фиксируется период латерального субширотного (в современных координатах) сжатия и эрозии, во время которого отложения тугнуйской свиты были смяты в складки и размыты. А во время накопления вышележащей галгатайской свиты возобновилось опускание впадины и снос с районов Хэнтэйского и Хангайского батолитов **[8]**.

Для Восточного Забайкалья мы провели исследования ключевых свит юрских осадочных отложений в пределах Аргунского массива, формировавшихся как до закрытия Монголо-Охотского океана, так и после закрытия, в раннеорогенную стадию. Аргунский массив (террейн) входит в состав южного обрамления Монголо-Охотского пояса и ограничивается с севера Монголо-Охотской сутурой. Мезозойский этап развития массива связан с его причленением к Сибирскому континенту в результате закрытия Монголо-Охотского океана, которое датируется для Восточного Забайкалья границей между ранней и средней юрой **[1]**. Время закрытия для данного региона связывалось с переходом от морских юрских отложений к континентальным, а время их формирования определялось по данным палеофлористического и фаунистического датирования. Для уточнения возраста данных отложений и определения эволюции источников сноса мы провели анализ детритовых цирконов U-Pb методом (LA-ICP-MS) из основных свит прибрежно-морских и морских отложений (внутреннего моря) Ангино-Аргунской структурно-фациальной зоны – акатуйской, базановской, бохтинской и сивачинской, а также верхнегазимурской свиты континентальных отложений **[9]**.

Основные пики палеозойских и мезозойских возрастов цирконов в образцах соответствуют возрасту магматических образований Аргунского массива **[10]**. Наиболее древний, протерозойский, возраст цирконов (от 1.2 до 1.8 млрд лет) обнаружен только в верхнегазимурской свите, представляющей континентальные отложения. Магматические образования такого возраста отсутствуют в пределах Аргунского блока **[10]**, но распространены на Сибирском континенте на Алдано-Становом щите **[11]**. Таким образом, эволюция источников сноса юрских осадочных отложений Ангино-Аргунской структурно-фациальной зоны указывает на момент полного закрытия Монголо-Охотского океана в районе Восточного Забайкалья. Это время соответствует переходу от бохтинской свиты, замыкающей разрез, где превалируют цирконы, соответствующие по возрасту магматизму аргунского блока, к верхнегазимурской, где появляется дополнительный источник сноса с Сибирского континента.

Результаты датирования детритовых цирконов позволили уточнить возраст изучаемых свит. Так, согласно возрасту самого молодого циркона в образце, прибрежно-морская базановская свита накопилась не раньше 158 млн лет назад. Поскольку базановская свита описана в едином разрезе с согласно залегающей выше бохтинской свитой **[9]**, можно утверждать, что обе свиты формировались не ранее 158 млн лет назад. При этом нижележащая акатуйская свита не древнее 162 млн лет. Что касается сивачинской свиты, то она не является возрастным аналогом базановской, как предполагалось ранее **[9]**, а формировалась раньше, примерно 165–164 млн лет назад, о чем свидетельствует, с одной стороны, возраст самого молодого циркона в осадках свиты, а с другой стороны – возраст прорывающих свиту интрузий. Максимальный возраст верхнегазимурской свиты, представляющей континентальные отложения, составляет 154 млн лет. Что касается верхней границы времени осадконакопления для прибрежно-морских и континентальных формаций, то, учитывая проявление позднеюрско-раннемелового магматизма в регионе, в том числе и кислого состава, в период от 164 до 118 млн лет **[12** и ссылки в данной работе**]**, следует предполагать наличие цирконов данного возраста в отложениях свит, формировавшихся одновременно с проявлением магматизма. В связи с этим возраст самых молодых цирконов в осадках в данном случае соответствуют времени осадконакопления.

Таким образом, формирование разреза морских отложений изучаемых свит Восточного Забайкалья происходило не в нижней юре, как это предполагалось ранее, а начиная с конца средней юры. Смена морского режима осадконакопления континентальным, маркирующая время полного закрытия Монголо-Охотского океана и переход в орогенную стадию, в данном регионе произошла в районе 157–154 млн лет назад. При этом территория Западного Забайкалья к этому времени уже развивалась в режиме растяжения с формированием мелкозернистых осадков во впадинах, указывающих на нивелирование рельефа. А эпизод кратковременного латерального сжатия, приведший к складкообразованию и эрозии осадков, вероятно, связан с распространением деформаций от коллизии, происходившей в то время в Восточном Забайкалье.

Исследования выполнены благодаря поддержке РФФИ (проект № 17-05-00191). Пробоподготовка образцов выполнена на базе ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск). U-Pb (LA-ICP-MS) датирование цирконов проводилось на базе ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

[1] *Zorin Yu.A.* Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 33–56.

[2] *Parfenov L.M., Popeko L.I., Tomurtogoo O.* Problems of tectonics of the Mongol-Okhotsk orogenic belt // Geology of the Pacific Ocean. 2001. V. 16. P. 797–830.

[3] *Van Der Voo R., Van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Spakman W., Torsvik T.H.* Latest Jurassic – earliest Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: A paleomagnetic and seismological-tomographic analysis // Geological Society of America Special Papers. 2015. V. 513. P. 589–606.

[4] *Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W.L., Yang H.* Timing of closure of the eastern Mongol-Okhotsk Ocean: Constraints from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // Gondwana Research. 2020. V. 81. P. 58–78.

[5] *Demonterova E.I., Ivanov A.V., Mikheeva E.A., Arzhannikova A.V., Frolov A.O., Arzhannikov S.G., Bryanskiy N.V., Pavlova L.A.* Early to Middle Jurassic history of the southern Siberian continent (Transbaikalia) recorded in sediments of the Siberian Craton: Sm-Nd and U-Pb provenance study // Bulletin de la Societe Geologique de France. 2017. V. 188. 1–2 (8).

[6] *Михеева Е.А.* Возрастные границы, корреляция, источники и области сноса юрских отложений Иркутского бассейна: Автореф. дис. … канд. геол.-мин.наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. 16 с.

[7] *Аржанникова А.В., Фролов А.О., Аржанников С.Г., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Жоливе М., Рубцова М.Н., Дорожко А.Л.* О корреляции юрских отложений Иркутского бассейна и Юго-Западного Забайкалья по данным палеоботанических и геохронологических исследований // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 773–791.

[8] *Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Arzhannikov S.G., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Khubanov V.B., Pavlova L.A.* Late Mesozoic topographic evolution of western Transbaikalia: Evidence for rapid geodynamic changes from the Mongol-Okhotsk collision to widespread rifting // Geoscience Frontiers. 2020. V. 11. P. 1695–1709.

[9] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:1000000. Лист M-50 Борзя. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 553 с.

[10] *Sun D.-Y., Gou J., Wang T.-H., Ren Y.-S., Liu Y.-J., Guo H.-Y., Liu X.-M., Hu Z.-C.* Geochronological and geochemical constraints on the Erguna massif basement, NE China – subduction history of the Mongol-Okhotsk oceanic crust // International Geology Review. 2013. V. 55. P. 1801–1816.

[11] *Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов*. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:500000. Владивосток–Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.

[12] *Сасим С.А., Дриль С.И., Травин А.В., Владимирова Т.А., Герасимов Н.С., Носкова Ю.В.* Шошонит-латитовая серия Восточного Забайкалья: $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст, геохимия и Sr-Nd изотопный состав пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации Александрово-Заводской впадины // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 5. P. 962–982.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 26–27

СЛОЙ ПОНИЖЕННОЙ ВЯЗКОСТИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ БАЛТИЙСКОГО И КАНАДСКОГО ЩИТОВ

Е.В. Артюшков[1], П.А. Чехович[2]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
[2] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Музей землеведения

Главным источником информации о реологии земных недр служат данные о развитии во времени и в пространстве послеледниковых поднятий земной коры в Фенноскандии и Канаде. В позднем плейстоцене эти области были покрыты ледяными щитами мощностью в несколько километров **[1, 2]**. Земная кора испытывала под ними изостатическое погружение, в значительной мере компенсировавшее большую поверхностную нагрузку. В течение последних 10–12 тыс. лет во время отступления ледников и после их таяния области, освободившиеся ото льда, вовлекались в поднятие. По распределению поднятий во времени и в пространстве многими авторами предпринимались попытки оценить вязкость нижележащей мантии **[2, 3 и др.]**. Полученные распределения вязкости по глубине сильно отличаются друг от друга. Большинство исследователей пришли к выводу, что основные течения, обеспечивающие поднятия, сосредоточены в верхней мантии под литосферой мощностью 100–300 км **[3, 4]**. Вязкость нижележащей части верхней мантии оценивается как $(3–8)\times10^{20}$ Па·с, а в нижней мантии вязкость должна быть на 1–2 порядка выше.

При осуществлении послеледниковых поднятий за счет течений в верхней мантии характерное время восстановления изостатического равновесия τ должно уменьшаться обратно пропорционально характерному размеру L области с нарушенным равновесием: $\tau \sim 1/L$. В этом случае нарушения равновесия на площадях относительно небольшого горизонтального размера должны затухать значительно дольше, чем восстановление общих послеледниковых депрессий. В действительности в Фенноскандии и в Канаде наблюдалась обратная ситуация, на что было впервые обращено внимание в работе **[5]**. Области, освободившиеся от ледниковой нагрузки, испытывали вначале поднятия со скоростями 5–10 см/год. После этого, через ~1000 лет, скорость поднятия резко падала до ~1 см/год. Такая закономерность свидетельствовала о существовании на относительно небольших глубинах слоя с резко пониженной вязкостью **[6]**. В то время подробные данные имелись лишь по отдельным районам, сильно удаленным друг от друга. Это не позволяло определить вязкость данного слоя и его расположение по глубине, поэтому представления о его существовании оставались противоречивыми.

В последнее время для ряда районов Карелии и Кольского полуострова были получены значительно более детальные данные **[7]**. Структурно-геоморфологическое картирование показало, что земная кора характеризуется здесь средне- и крупномасштабной блоковой делимостью. Территория региона разбита разломами на морфотектонические блоки размером в несколько десятков километров. При отступлении ледника поднятия коры в соседних блоках, как во времени, так и в пространстве, происходили с неодинаковой скоростью, так что блоки двигались независимо друг от друга. В соответствии с сейсмическими данными, глубину, на которой происходит резкое размягчение коры, можно оценить в 10–15 км. Нижняя граница слоя пониженной вязкости, по-видимому, расположена вблизи подошвы коры, где при переходе к ультраосновным породам происходит резкое повышение вязкости.

В плиоцен-четвертичное время на большей части площади континентов произошло резкое ускорение восходящих движений коры, в результате чего сформировалось большинство крупных форм современного рельефа **[8]**. Это явление было, по-видимому, связано с разуплотнением пород в земной коре. Оно было обусловлено метаморфическими реакциями, катализированными инфильтрацией мантийных флюидов. В результате в средней и нижней коре произошло временное резкое понижение вязкости пород. Об этом свидетельствует и сильная пространственная неоднородность новейших поднятий, наблюдаемая во многих областях, например на плато Путорана в Восточной Сибири, в Прибайкалье и на Кольском полуострове.

При поступлении флюидов в разломы трение на них резко понижалось. Это позволяло развиваться быстрым поднятиям блоков верхней коры при относительно небольших изменениях нагрузки в краевых частях отступающего ледника. Возможность обновления древних разломов в плиоцен-четвертичное время необходимо учитывать при сейсмическом районировании. Это важно и для докембрийских кратонов, покрывающих 70 % площади континентов и обычно считающихся стабильными. Поступление флюидов в разломные зоны, которые разделяют блоки, испытывающие значительные относительные перемещения, сопровождается интенсивными минеральными преобразованиями **[9]**. С этим может быть связано образование многих месторождений полезных ископаемых.

Это кратко описанное явление может иметь глобальный характер и требует дальнейшего детального изучения.

Исследования выполняются в рамках госзадания Минобрнауки России для ИФЗ РАН на 2019–2021 годы, № 0144–2019–0002.

[1] *Stroeven A.P., Hättestrand C., Kleman J. et al.* Deglaciation of Fennoscandia // Quaternary Science Reviews. 2016. V. 147. P. 91–121.

[2] *Andrews J.T.* Postglacial Rebound in Artic Canada: similarity and prediction of uplift curves // Canadian Journal of Earth Sciences. 1968. V. 5. P. 39–47.

[3] *Lambeck K., Smither C., Johnston P.* Sea-level change, glacial rebound and mantle viscosity for northern Europe // Geophysical Journal International. 1998. V. 134. P. 102–144.

[4] *Paulson A., Zhong S, Wahr J.* Modelling post-glacial rebound with lateral viscosity variations // Geophysical Journal International. 2005. V. 163. P. 357–371.

[5] *Грачев А.Ф., Долуханов П.М.* Сравнительный анализ послеледниковых движений земной коры Канады и Фенноскандии по данным абсолютной геохронологии // Проблемы современных движений земной коры. Т. III. М., 1969. С. 173–187.

[6] *Artyushkov E.V.* Rheological properties of the crust and upper mantle according to data on isostatic movements // Journal of Geophysical Research. 1971. V. 76. P. 1376–1390.

[7] *Колька В.В., Корсакова О.П., Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Вашков А.А.* Количественные показатели дифференцированных движений морфотектонических блоков на побережье Кандалакшского залива Белого моря // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. Т. 15. С. 205–208. doi:10.31241/FNS.2018.15.051.

[8] *Карта новейшей тектоники Северной Евразии*. Масштаб 1:5000000 / Ред. А.Ф. Грачева. М.: ВИЭМС МПР РФ; ОИФЗ РАН, 1997.

[9] *Кулаковский А.Л., Морозов Ю.А., Смульская А.И.* Тектонический стресс как дополнительный термодинамический фактор метаморфизма // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 1. С. 61–86.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 28–29

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫХ ИНТРУЗИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТРЕКОВОГО АНАЛИЗА АПАТИТА

Т.Э. Багдасарян[1, 2], Р.В. Веселовский[1, 2], В.А. Зайцев[3], С. Томсон[4], А.В. Латышев[1, 2]

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

Сибирская пермско-триасовая трапповая провинция является крупнейшей сохранившейся на планете континентальной магматической провинцией. Однако имеющиеся на сегодняшний день оценки продолжительности формирования Сибирских траппов существенно разнятся, а последующая тепловая история Сибирской платформы остается практически неизученной **[1]**. Большинство U-Pb геохронологических определений показывают возраст проявления основной фазы магматической активности около ~250 млн лет **[2, 3 и др.]**, однако также имеются отдельные результаты, указывающие на более молодой возраст трапповых событий: ~244–245 млн лет по бадделеиту и циркону **[4]** и 230±3 млн лет по циркону **[5]**. Кроме того, имеются более молодые проявления кислого магматизма, который относят к Сибирским траппам, например Болгохтохская интрузия U-Pb возрастом 229±0.4 млн лет **[3]**. Вместе с тем результаты Ar/Ar изотопного датирования имеют бимодальное распределение: первый пик составляют значения ~250 млн лет, второй ~240–245 млн лет **[6]**. Эти данные могут указывать на значительно бóльшую продолжительность (до 20 млн лет) траппового магматизма в пределах Сибирской платформы, чем предполагается в ряде исследований (менее чем 1 млн лет) **[2, 3]**. Таким образом, имеющиеся на данный момент результаты U-Pb и Ar/Ar исследований в пределах Сибирской трапповой провинции могут указывать на ее сложную тектонотермальную эволюцию. Получение новых данных о низкотемпературной термохронологии трапповых объектов Сибирской платформы может способствовать решению этого вопроса.

В настоящей работе приводятся результаты термохронологических исследований, которые позволяют восстановить термальную историю пород. Нами выполнен трековый анализ апатита (apatite fission track analysis, AFT) из следующих интрузивных комплексов, расположенных в разных частях Сибирской платформы и относящихся к Сибирской пермско-триасовой магматической провинции: Падунский долеритовый силл (Ангаро-Тасеевская впадина), Контайская интрузия, представленная габбро и монцонитами (южный борт Енисей-Хатангского прогиба), и щелочно-ультраосновной массив Одихинча (Маймеча-Котуский район). Трековое датирование проводилось методом внешнего детектора в университете Аризоны (Тусон, США).

Полученные трековые возрасты монофракций апатита находятся в диапазоне ~195–173 млн лет со средней ошибкой определения (1σ)±13 млн лет и соответствуют ранней – средней юре. При этом значение U-Pb (SHRIMP) возраста циркона из Падунского силла составляет 251.4–251.7 млн лет **[2]**, U-Pb (LA-ICPMS), возраст апатита ~242 млн лет (эта работа), а $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст 241.3±1.4 млн лет **[7]**, однако U-Pb (SHRIMP) возраст массива Одихинча составляет 266±3 млн лет (из ийолита) и 259±6.5 млн лет (из оливинита) **[8]**.

С использованием данных о трековом возрасте и распределении длин треков проведено моделирование термальной истории в программах HeFTy **[9]** и Qtqt **[10]**. Полученные результаты позволяют сделать предварительный вывод о том, что к моменту 195–173 млн лет (значение трекового возраста) породы остыли до ~100 °C и, согласно унимодальному распределению длин треков, в геологическом масштабе очень быстро (первые миллионы лет) остыли ниже 60 °C (покинули интервал температур частичного отжига треков в апатите).

Новые определения трекового возраста согласуются с первыми результатами трекового анализа в пределах Сибирской платформы по апатиту, полученными для пород кровли кристаллического фундамента, которые показали трековый возраст 222–185 млн лет **[1]**. Кроме то-

го, полученный диапазон значений трековых возрастов с учетом ошибки определения находится в согласии с результатами трекового анализа апатита Гулинского плутона (Маймеча-Котуский район), для которого ранее был получен трековый возраст в диапазоне ~250–231 млн лет со средней ошибкой определения (1σ)±34 млн лет **[11]**.

Новые результаты низкотемпературной термохронологии с учетом других геохронологических определений могут свидетельствовать о вторичном прогреве выше 110 °С за счет эндогенного события и/или погружения ниже соответствующей изотермы под мощным вулканогенно-осадочным чехлом и последующей эксгумации и остывании ниже 110 °С в диапазоне 195–173 млн лет.

Работы выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 20-35-90066, 18-35-20058, 18-05-70094).

[1] *Розен О.М., Соловьев А.В., Журавлев Д.З.* Термальная эволюция северо-востока Сибирской платформы в свете данных трекового датирования апатитов из керна глубоких скважин // Физика Земли. 2009. № 10. С. 79–96.

[2] *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. e1500470. doi:10.1126/sciadv.1500470.

[3] *Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R.* Rapid eruption of Siberian flood volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 214. P. 75–92.

[4] *Sereda E., Belyatsky B., Krivolutskaya N.A.* Geochemistry and Geochronology of Southern Norilsk Intrusions, SW Siberian Traps // Minerals. 2020. V. 10. 165. doi:10.3390/min10020165.

[5] *Гусев Н.И.* U-Pb возраст, геохимия и Lu-Hf систематика циркона из интрузивных траппов западной части Тунгусской синеклизы Сибирской платформы // Региональная геология и металлогения. 2019. № 79. С. 49–67.

[6] *Иванов А.В.* Внутриконтинентальный базальтовый магматизм (на примере мезозоя и кайнозоя Сибири): Дис. … докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2011. 329 с.

[7] *Ivanov A.V., He H., Yang L., Nikolaeva I.V., Palesskii S.V.* $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of the Siberian Traps // Journal of Asian Earth Sciences. 2009. V. 35. P. 1–12.

[8] *Бигун И.В., Герасичева А.В., Заварзин И.В. и др.* Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Анабарско-Вилюйская. Лист R-48-Хатанга. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015.

[9] *Ketcham R.* Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data. 2005. doi: 10.2138/rmg.2005.58.11.

[10] *Gallagher K.* Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2012. V. 117. B02408. doi:10.1029/2011JB008825.

[11] *Мышенкова М.С., Зайцев В.А., Томсон С., Латышев А.В., Захаров В.С., Багдасарян Т.Э., Веселовский Р.В.* Термальная история Гулинского плутона (север Сибирской платформы) по результатам трекового датирования апатита и компьютерного моделирования // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 1. С. 75–87. doi:10.5800/GT-2020-11-1-0464.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 30–31

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА СЛЮД В УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ И КАРБОНАТИТАХ БОЛЬШЕТАГНИНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Е.П. Базарова, В.Б. Савельева

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

Слюды являются типоморфными минералами для карбонатитовых комплексов и присутствуют как в карбонатитах, так и в комагматичных им щелочных силикатных породах и метасоматитах **[2]**, а вариации состава слюд используются для решения ряда петрологических проблем.

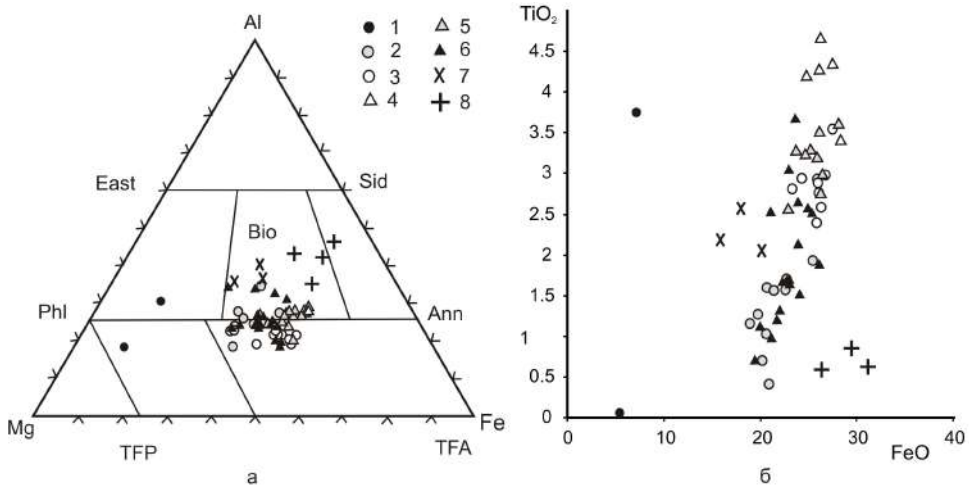
Большетагнинский массив находится в юго-западной части Сибирской платформы, в зоне ее сочленения с Алтае-Саянской складчатой областью, и имеет округлую форму и зонально-кольцевое строение, обусловленное последовательным формированием пород: ийолиты-мельтейгиты, нефелиновые и субщелочные сиениты (микроклиниты), пикритовые порфириты-альнеиты и карбонатиты **[3]**. При этом наиболее широким развитием отличаются карбонатиты и субщелочные сиениты; пироксен-нефелиновые породы (ийолиты, мельтейгиты, уртиты) развиты локально, а пикритовые порфириты-альнеиты слагают серию даек. При формировании сиенитов и их воздействии на вмещающие ийолиты образовался ряд гибридных пород, в том числе апатит-слюдистые метасоматиты – слюдиты. Среди карбонатитов наряду с крупнозернистыми и неравномерно-зернистыми разностями выделяются флюоритсодержащие средне- и мелкозернистые карбонатиты, в которых часто присутствуют не замещенные нацело обломки сиенита, что придает породе вид метасоматической брекчии **[3]**. Вмещающие породы представлены песчаниками и серицит-хлоритовыми сланцами и песчаниками игнашинской свиты нижнего рифея и углисто-глинистыми сланцами и песчаниками урикской свиты нижнего протерозоя **[1]**.

В данной работе приводятся сведения о химическом составе слюд из пород Большетагнинского массива: карбонатитов, микроклинитов, брекчий, слюдитов, нефелинитов и ийолитов. Анализ состава минералов выполнен Е.А. Хромовой в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ) на электронном сканирующем микроскопе “LEO-1430VP” (Carl Zeiss International) с энергодисперсионным спектрометром “INCAEnergy 300” (Oxford Instruments Analytical Ltd.). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0.3–0.4 нА, размер зонда <0.1 мкм, время измерения 50 с.

В породах Большетагнинского массива наибольшие содержания слюды наблюдаются в метасоматитах (слюдиты, микроклиниты, брекчии, измененные карбонатиты), наименьшие – в ийолитах и карбонатитах. На классификационной диаграмме слюды практически из всех разновидностей пород ложатся в поля аннита-сидерофиллита и биотита (рисунок, *а*).

По форме и условиям нахождения в породах можно предварительно выделить две генерации слюд. Слюды первой генерации находятся в ийолитах и доломитовых карбонатитах и представлены мелкими рассеянными кристаллами, иногда хлоритизированными. Слюды второй генерации находятся в метасоматитах и замещают другие минералы (доломит, калиевый полевой шпат), зачастую образуя крупные, иногда зональные, кристаллы. Данные слюды ассоциируют с апатитом, сульфидами и магнетитом, рудными минералами (титанитом, рутилом). В зональных кристаллах от центра к краю зерен происходит увеличение содержания FeO и уменьшение содержаний других оксидов и F. В темных участках зерен отмечается повышенное содержание SiO_2, MgO, F, пониженное – TiO_2, FeO, Al_2O_3, а также пониженная железистость.

Что касается химического состава слюд из различных пород, то наиболее яркие различия наблюдаются для слюд из ийолитов и доломитовых карбонатитов. Слюды из ийолитов отличаются наибольшими средними содержаниями (мас. %) FeO (28.1), Al_2O_3 (19.53), наибольшей железистостью (0.73) и наименьшими содержаниями SiO_2 (30.3), TiO_2 (1.02), MgO (5.92), K_2O (8.45), X_{Mg} (0.27), Mg/Fe (0.38); слюды из карбонатитов имеют наибольшие средние содержания (мас. %) SiO_2 (41.89), MgO (20.24), X_{Mg} (0.85), Mg/Fe (5.8) и наименьшие содержания FeO



Состав слюд на диаграммах Mg–Al–Fe [4] (*а*) и FeO–TiO_2 (*б*). Слюды: *1* – из доломитовых карбонатитов, *2* – из пироксен-доломитовых карбонатитов, *3* – из калишпатизированных доломитовых карбонатитов, *4* – из брекчий, *5* – из микроклинитов, *6* – из слюдитов, *7* – из нефелинитов, *8* – из ийолитов. Ann – аннит, Bio – биотит, East – истонит, Phl – флогопит, Sid – сидерофиллит, TFA – тетраферрианнит, TFP – тетраферрифлогопит, Fe – общее железо, рассчитанное как Fe^{2+}.

(6.38), Al_2O_3 (6.95), а также наименьшую железистость (0.15). При этом слюды из метасоматически измененных пород также имеют различия по химическому составу. Слюды из брекчий сходны со слюдами из ийолитов по содержанию FeO (26.6), но имеют наиболее высокие содержания TiO_2 (4.18) по сравнению со слюдами из всех остальных типов пород; слюды из микроклинитов имеют наиболее высокие содержания K_2O (10.45), а слюды нефелинитов имеют наибольшие содержания Al_2O_3 (16.67). Слюды из пироксен-доломитовых карбонатитов отличаются наибольшими содержаниями F (1.48), в слюдах из ийолитов, нефелинитов и брекчий фтор отсутствует, а в слюдах из других пород распределяется неравномерно.

Для всех разновидностей пород, кроме ийолитов, с ростом Mg/Fe растет содержание F и падает содержание TiO_2; кроме того, при повышении Mg/Fe снижается содержание Al_2O_3 для слюд из карбонатитов, брекчий, нефелинитов и ийолитов, но растет в слюдах из микроклинитов и слюдитов. Рост содержания TiO_2 для слюд из всех разновидностей пород, кроме ийолитов и нефелинитов, сопровождается ростом содержания FeO (рисунок, *б*), также с ростом содержания TiO_2 растет содержание Al_2O_3 для карбонатитов, слюдитов и микроклинитов, но снижается для слюд из брекчий и ийолитов. Снижение железистости для слюд сопровождается повышением в целом содержаний F. Таким образом, наименее железистая слюда присутствует в доломитовых карбонатитах, средние содержания железистости характерны для метасоматически измененных пород, и наиболее железистая слюда присутствует в ийолитах.

Так как состав слюд зачастую зависит от состава субстрата **[2]**, можно предполагать, что при формировании Большетагнинского массива происходило последовательное увеличение магнезиальности расплава при снижении содержаний железа и алюминия, а пониженное содержание железа в слюде карбонатита отражает в целом низкую железистость расплава.

[1] *Пикалова В.С.* Геолого-экономическая оценка нового потенциально-промышленного типа ниобиевых руд на примере Большетагнинского месторождения: Дис. … канд. геол.-мин. наук. М.: ФГБУ «ВИМС», 2017. 136 с.

[2] *Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Карманов Н.С., Канакин С.В.* Слюды Халютинского месторождения карбонатитов (Западное Забайкалье) // Записки РМО. 2009. № 1. С. 108–123.

[3] *Фролов А.А., Белов С.В.* Комплексные карбонатитовые месторождения Зиминского рудного района (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 2. С. 109–130.

[4] *Brod J.A., Gaspar J.C., de Araujo D.P. et al.* Phlogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatites complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics // Journal of Asian Earth Sciences. 2001. V. 19. P. 256–296.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 32–33

ГЕОХИМИЯ ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКИХ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ ЛАМПРОФИРОВ, ДОЛЕРИТОВ И ГАББРО ДЖИДИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ): ПЕРЕХОД ОТ НАДСУБДУКЦИОННОГО К АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОМУ МАГМАТИЗМУ?

В.А. Беляев[1], М.А. Горнова[1], И.В. Гордиенко[2], А.А. Каримов[1], А.Я. Медведев[1], А.В. Иванов[3], С.И. Дриль[1]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, belyaev@igc.irk.ru
[2] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, gord@pres.bscnet.ru
[3] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, aivanov@crust.irk.ru

Джидинский террейн ЦАСП (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) включает в себя фрагменты одноименной венд-кембрийской палеоостроводужной системы, а также офиолитовых комплексов и палеосимаунтов **[1]**. В данном сообщении рассмотрены геохимия и $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст надсубдукционных базитов Джидинского террейна, опробованных на территории Северной Монголии в районе р. Баян-Гол (левый приток р. Эгийн-Гол). Этот участок – единственный в Джидинском террейне, где обнаружены бонинитовые лавы. Ранее наряду с бонинитами в районе р. Баян-Гол и г. Нармандал-Обо были отмечены известково-щелочные базиты **[2–4]**. Предполагалось, что они могут быть петрогенетически связаны с бонинитами **[2, 3]**. В ряде местонахождений нами позднее установлено, что известково-щелочные долериты, лампрофиры и габбро слагают дайки, секущие терригенные осадки и серпентинитовый меланж, включающий фрагменты офиолитовой ассоциации – блоки бонинитов, кумулятивных пироксенитов, серпентинизированных реститовых гарцбургитов. Следовательно, на Баянгольском участке известково-щелочные базиты не связаны с бонинитами и образовались позднее пород офиолитовой ассоциации и терригенного осадконакопления.

Среди известково-щелочных базитов Баянгольского участка выделены долериты, лампрофиры и габбро. Вкрапленники в лампрофирах представлены амфиболом, клинопироксеном и редко – замещенным оливином. Основная масса лампрофиров и долеритов состоит из магматического амфибола и замещенных клинопироксена и плагиоклаза. Габбро сложены магматическим амфиболом, клинопироксеном и замещенным плагиоклазом. Амфибол в лампрофирах и долеритах представлен паргаситом и магнезиогастингситом (Mg# 82–90 в центрах и 38–83 по краям вкрапленников, 35–74 в кристаллах основной массы) с содержаниями TiO_2=1.5–2.7 %. Клинопироксен представлен диопсидом, в котором по мере падения Mg# (76–90.4) увеличиваются содержания TiO_2 (0.01–0.76 %) и Al_2O_3 (1.3–5.7 %). Состав амфибола и клинопироксена в габбро идентичен составу вкрапленников в лампрофирах. Клинопироксен кристаллизовался при 1170–1210 °C и 2.2–9.5 кбар, а амфибол при 760–1030 °C и 2.0–7.0 кбар из базальтовых расплавов с высоким содержанием H_2O.

Стоит отметить, что часть опробованных нами известково-щелочных базитов характеризуется интенсивной эпидотизацией, сопровождающейся выносом SiO_2, Na_2O, K_2O и привносом CaO (>20 %), что приводит к тому, что они показывают принадлежность к толеитовой серии на диаграмме AFM. Вероятно, толеитовые базальты, ранее отмеченные в районе р. Баян-Гол **[4]**, также были эпидотизированы. На диаграммах, использующих немобильные элементы (например **[5]**), изученные базиты р. Баян-Гол соответствуют базальтам известково-щелочной серии. Долериты, лампрофиры и габбро Баянгольского участка обогащены наиболее несовместимыми элементами – LREE (10.7–71.0 ppm La; La/Sm_{CN}=1.8–4.5) и Th (Th/Yb=1.3–4.8) и показывают минимумы HFSE относительно REE, что указывает на их надсубдукционную природу. Эпидотизированные лампрофиры и долериты по распределению Th, REE и HFSE идентичны менее измененным породам.

Нами получена оценка $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраста магматического амфибола из лампрофира Баянгольского участка, соответствующая 498.9±7.7 млн лет (СКВО 1.7, 44.5 % выделенного ^{39}Ar). Возрастной спектр нарушен, что, вероятно, вызвано потерей радиогенного аргона, и получен-

ное значение может использоваться как ориентировочная оценка возраста известково-щелочного магматизма Баянгольского участка около 500 млн лет.

Значения εNd (500) в большинстве проанализированных базитов показывают узкий интервал (–0.7…+0.3), за исключением одного образца габбро (+2.5). Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (500) варьируются от 0.7049 до 0.7078. Nd-Sr изотопный состав базитов Баянгольского участка обогащен относительно резервуара DM с εNd(500)=+8.9, $^{87}Sr/^{86}Sr$ (500)=0.70205. Такое обогащение может быть обусловлено составом источника известково-щелочных магм – мантийного клина, модифицированного расплавами субдуцирующих осадков. Расчет бинарного смешения показывает добавление в мантийный клин до 1–5 % расплавов терригенных осадков, близких по изотопному составу песчаникам джидинской свиты ЮЗ Забайкалья **[6]**.

Формирование Джидинской палеоостроводужной системы, по-видимому, началось в венде, с образования надсубдукционных офиолитов (Бугуриктайский массив, 560±5 млн лет **[7]**) и надсубдукционных тоналитов и габбро (560–570 млн лет **[8]**). Базиты Баянгольского участка образовались около 500 млн лет, после формирования островодужных габбро и диоритов джидинского комплекса (504±2 – 506±1 млн лет **[9]**) и перед внедрением аккреционно-коллизионных гранитоидов (477±6 – 489±2 млн лет **[10]**). Интересно, что породы джидинского комплекса характеризуются ювенильными изотопными отношениями Nd (εNd(T)=+6.4…+7.6 **[9]**), в то время как аккреционно-коллизионные гранитоиды показывают коровые значения εNd(T) (–2.2…+0.3 **[10]**). Изученные базиты Баянгольского участка формировались в период между финальными проявлениями островодужного магматизма и внедрением аккреционно-коллизионных гранитоидов, а по изотопному составу Nd скорее близки к последним. Таким образом, известково-щелочные базиты Баянгольского участка характеризуют переход от поздней островодужной к аккреционно-коллизионной стадии развития Джидинской палеоостроводужной системы.

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

[2] *Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. и др.* Бониниты Джидинской зоны каледонид, Северная Монголия // ДАН. 2001. Т. 377. № 4. С. 526–529.

[3] *Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Ковязин С.В. и др.* Условия петрогенезиса бонинитов из офиолитов Джидинской зоны, Северная Монголия (данные по расплавным включениям) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 6. С. 651–662.

[4] *Tomurhuu D.* Narmandal ophiolite complex of Jida zone (North Mongolia) // Mongolian Geoscientist. 1998. No. 11. P. 22–31.

[5] *Saccani E.* A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics // Geoscience Frontiers. 2015. V. 6. P. 481–501.

[6] *Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. и др.* Соотношение изотопов Nd и Sr и модельных возрастов метатерригенных пород зунмуринской, джидинской и хасуртинской свит (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 8. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. Т. 2. С. 11–13.

[7] *Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Баянова Т.Б. и др.* U-Pb-возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитов офиолитовой ассоциации Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье) // ДАН. 2018. Т. 478. № 4. С. 452–455.

[8] *Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Елбаев А.Л., Баянова Т.Б.* Новые данные о возрасте раннепалеозойского габброидного и гранитоидного магматизма Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // ДАН. 2015. Т. 463. № 5. С. 576–580.

[9] *Гордиенко И.В., Ковач В.П., Гороховский Д.В. и др.* Вещественный состав, U-Pb возраст и геодинамическая позиция габброидов и гранитоидов Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 8. С. 956–962.

[10] *Гордиенко И.В., Ковач В.П., Елбаев А.Л. и др.* Возраст и условия формирования коллизионных гранитоидов Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса, Юго-Западное Забайкалье // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. С. 45–65.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 34–36

НОВЫЕ ДАННЫЕ ТРЕКОВОГО АНАЛИЗА АПАТИТА ЗАГАНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА ЗАБАЙКАЛЬЯ

Ю.А. Бишаев[1, 2], М.М. Буслов[1, 2], Е.В. Скляров[3]

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

Комплексы метаморфических ядер представляют собой изолированные поднятия куполовидной или аркообразной формы аномально деформированных метаморфических или интрузивных комплексов, тектонически перекрытых неметаморфизованными образованиями. В каждом из комплексов метаморфических ядер (MCC – metamorphic core complexes) выделяется три главных структурных элемента: нижний с пластичным стилем деформации, это так называемый фундамент, или ядро, сложенный гранитами и гранитогнейсами, верхний, являющийся покровом и характеризующийся хрупкими разрывами, а также зона главного срыва, разделяющая эти две структуры. Эта зона сильно милонитизирована и характеризуется разнообразными тектонитами, образовавшимися за счет пород ядра. Детальные исследования позволили обосновать значимость этих специфических геологических структур как прямых индикаторов крупномасштабного растяжения континентальной литосферы в трансформных геодинамических обстановках **[1, 2]**.

Все выделенные к настоящему времени MCC Забайкалья локализованы в первых сотнях километров к юго-востоку от озера Байкал. Они достигают 20–30 км в поперечнике и простираются на 50–150 км с юго-запада на северо-восток. Структурно-кинематический анализ метаморфических ядер Забайкалья указывает на то, что их становление происходило за счет сдвига по зонам глубокопроникающих региональных срывов, погружавшихся в юго-восточном направлении. В этом же направлении осуществлялся тектонический транспорт вещества, т.е. верхние части стратиграфических разрезов относительно нижних смещались на юго-восток, а деформация растяжения шла с северо-запада на юго-восток. Считается, что такие движения способствовали возникновению синтетических листрических сбросов и формированию рифтовых впадин **[1, 2]**.

Трековый анализ апатита является методом низкотемпературной геохронологии и применяется для реконструкции термальной истории пород верхних 3–5 км континентальной коры за временные интервалы от миллионов до сотен миллионов лет. Одна из областей использования AFT заключается в определении периодов тектонических событий, скоростей и масштабов горообразования (изменения рельефа) и объемов денудации **[3–5]**.

Заганский комплекс метаморфического ядра слагает одноименный хребет северо-восточной ориентировки, окруженный позднемезозойскими вулканогенно-осадочными образованиями Хилокской и Малетинской впадин. В его строении выделяется зона ядра, большая часть которого сложена разнообразными гранитоидами, характеризующимися массивным сложением с несущественными катакластическими изменениями, и зона хрупкопластического течения, которая окаймляет ядро и формирует антиформную структуру. Выше располагаются неметаморфизованные образования, относящиеся к покрову или к верхней плите. Гнейсограниты и огнейсованные гранодиориты приурочены к краевым частям Заганского поднятия и с неизмененными гранитоидами связаны постепенными переходами. В гранитах отмечаются ксенолиты сильно мигматизированных пород с отчетливо выраженной гнейсовидностью. Они представлены амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами и амфиболитами. Ядро комплекса окаймляется пологопадающей зоной динамометаморфических образований, развитых главным образом по вулканогенно-осадочным толщам позднего палеозоя и частично – раннего мезозоя. Они представлены протомилонитами, милонитами и милонитовыми сланцами, бластомилонитами и псевдотахилитами **[1, 2]**.

Возраст гранитоидов из центральной части ядра, определенный U-Pb методом по циркону, составляет 260 млн лет [**2**]. Они прорваны огнейсованными гранитами Маргитуйского

массива с возрастом 153 млн лет [**6**], которые по времени становления считаются синтектоническими и отражают начальные процессы формирования комплекса метаморфического ядра. Для кристаллических сланцев и гнейсов из зоны хрупкопластического течения Rb-Sr-методом установлены значения возраста 134±4 млн лет **[1]**. Эти же данные указывают на время проявления динамометаморфических преобразований, которым подверглись верхнепалеозойские гранитоиды в ядре Заганского поднятия. Ar-Ar датирование амфибола и биотита из амфиболовых сланцев, залегающих среди милонитовых гнейсов, позволило определить временной интервал вывода на верхнекоровый уровень образований зоны хрупкопластического течения. Для синтектонической роговой обманки получены значения 127±2 млн лет, а для синтектонического биотита – возрастной спектр 119 и 112 млн лет **[1]**. На основании приведенных датировок сделан вывод, что время тектонического развития Заганского метаморфического ядра соответствует поздней юре – раннему мелу, а длительность составляет 45–50 млн лет [**1**].

Методом трекового датирования в ИГМ СО РАН и Казанском федеральном университете были исследованы образцы Заганского метаморфического комплекса. Так, для образца гнейсов (обр. 1202D), отобранного из краевой западной части Заганского ядра вблизи зоны динамометаморфитов, согласно AFT моделированию получена следующая термальная история: до рубежа в 65 млн лет образец находился при температурах выше температуры полного отжига треков, которая составляет около 120 °С, и достоверно восстановить его термальную эволюцию не представляется возможным. В период 65–50 млн лет продолжалось его резкое охлаждение до температуры 80 °С со скоростью поднятия около 100 м/млн лет и мощностью эродированных пород около 1300 м (при среднем температурном градиенте 30 °С/км). На рубеже 50 млн лет скорость поднятия резко снизилась и стала составлять около 25 м/млн лет, затем она очень плавно снижалась до 15 м/млн лет и сохранилась до 3 млн лет. За период 50–3 млн лет было подвержено эрозии около 350 м толщи пород. Затем, за последние 3 млн лет, произошло резкое охлаждение от 60 до 20 °С, что составляет около 1200 м мощности пород со скоростью денудации около 400 м/млн лет.

Таким образом, формирование Заганского метаморфического ядра по структурно-геохронологическим данным произошло в юре – раннем мелу **[1, 2]**, в дальнейшем в тектонотермальной истории слагающих его пород выделяются несколько этапов: мел-раннепалеогеновый тектонической активности, вероятно связанной с горообразованием, которое стало фиксироваться трековым датированием апатита с 65 до 50 млн лет, эоцен-неогеновый (50–3 млн лет) слабой активности (пенепленизации), последние 3 млн лет тектонической активности (горообразования). По данным трекового датирования за последние 65 млн лет было подвержено денудации около 3 км вертикальной мощности пород, что указывает на нахождение метаморфического ядра в кайнозое под крупной горной системой.

На термотектонических моделях Забайкалья повсеместно наблюдается высокая скорость охлаждения (денудации) пород в период 80–40 млн лет **[7, 8]**, что можно связать с обширной денудацией крупного Монголо-Охотского орогена, на начальной стадии формирования которого были образованы метаморфические ядра. Четвертичная история, показывающая резкое увеличение скорости охлаждения пород, а следовательно, и резкое увеличение тектонической активности и денудации, для Забайкалья связана с дальним воздействием Индо-Евразийской коллизии **[9–11]**.

Исследования выполнены в рамках планов НИР ИГМ СО РАН и ИЗК СО РАН, гранта правительства РФ (14.Y26.31.0029).

[1] *Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.

[2] *Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S.* Metamorphic core complex of the Transbaikalia: Review // Geodynamics & Tectonophysics. 2011. V. 2. P. 95–125.

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

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

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

[6] *Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.R., Hegner E.* Age and evolution of Late Mesozoic metamorphic core

complexes in Southern Siberia and Northern Mongolia // Journal of the Geological Society. 2008. V. 165. P. 405–421.

[7] *Van de Beek P., Delvaux D., Andriessen P.A.M., Levi K.G.* Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal region, SE Siberia // Journal of the Geological Society. 1996. V. 153. P. 515–523.

[8] *Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., San'kov V.A., Ringenbach J.-C., Byzov L., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V.* How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology // Tectonics. 2009. V. 28. TC3008. doi:10.1029/2008TC002404.

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

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

[11] *Буслов М.М.* Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 9. С. 1245–1255.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 37–38

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ДАННЫЕ U-PB ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ПОРОД БАЯНКОЛЬСКОЙ СВИТЫ

Е.А. Бродникова, Е.Ф. Летникова, Е.В. Ветров

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

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) северо-западнее Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы располагается Систигхемский прогиб, в котором в кембрийско-раннеордовикское время на фоне периодических вулканических событий происходило активное осадконакопление **[1, 3]**. Основным объектом исследования стали конгломераты и вулканические породы из разреза баянкольской свиты кембрия, развитые в юго-западной части Систигхемского прогиба. Обломки, входящие в состав конгломератового горизонта баянкольской свиты, представлены гранитоидами (преобладают), вулканическими породами основного и среднего состава, осадочными отложениями.

Гранитоиды из валунов и гальки конгломератов. Представлены среднезернистыми лейкоплагиогранитами с гипидиоморфно-зернистой структурой, средне- и крупнозернистыми плагиогранитами, тоналитами.

Результаты U-Pb датирования цирконов и геохимические и Sm-Nd-изотопные исследования валунов лейкоплагиогранитов указывают на существование как минимум двух источников сноса терригенного материала для конгломератов: для одного получен ранневендский (589±2 млн лет) конкордантный возраст и значение εNd(T)=(–8.2) с протерозойским (TNd(DM-2st)= =2.14 млрд лет) возрастом протолита, второй источник имеет позднерифейский (633±1.0 млн лет) конкордантный возраст и мантийную природу протолита (εNd(T)=+8.6…+8.0) с позднерифейским (TNd(DM-2st) 0.67–0.61 млрд лет) модельным возрастом.

Вулканиты из валунов и галек конгломератов. Выделяются следующие петрографические разности: щелочные базальты, базальты и андезибазальты. Спектры распределения микроэлементов имеют сходные очертания, что указывает на образование в сходных условиях, возможно в результате единого тектонического события. Стоит отметить, что спектры подобны таковым для пород N-MORB типа. Отмечено преобладание HREE над LREE. Eu/Eu* отношение варьируется от 0.73 до 0.89. Сумма РЗЭ меняется от 31.9 до 36.4 ppm. Вероятно, эти вулканиты образовались за счет расплавов деплетированной мантии типа N-MORB и/или OIB, на что указывает $(La/Yb)_n$ отношение, равное 0.28–0.69. Отмечено сходство в распределении РЗЭ между вулканитами из валунов и галек и цементирующего их матрикса, а также лейкогранитами с возрастом 630 млн лет.

Вулканиты из разреза баянкольской свиты. Вулканиты из разреза баянкольской свиты представляют следующие согласно залегающие последовательности: дациты, андезиты, андезибазальты, трахиандезиты, андезибазальты. Вверх по разрезу перекрываются археоциатовыми известняками. Для вулканитов из разреза характерно: LREE/HREE=0.93, $(La/Yb)_n$=2.076, $(Eu/Eu^*)_n$=0.806, а $(Gd/Yb)_n$=1.532, сумма РЗЭ=201.4 ppm, отсутствие Nb-Ta минимума, высокие содержания Zr, Th, Ta, Nb, Ti, P. Спектры распределения микроэлементов в вулканитах из разреза и вулканитов из валунов и галек существенно отличаются. La/Yb_n отношение близко к 2, что присуще базальтам, развитым в пределах островных дуг, активных континентальных окраин и континентальных рифтов **[2]**. Изотопные характеристики для вулканитов из разреза $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$=0.70552, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$=0.51232, T(DM1)=1.1 млрд лет при εNd(t)+8) указывают на ювенильную природу первоначального состава магм.

В результате U-Pb датирования (LA-ICP-MS) цирконов из туфов баянкольской свиты установлен их возраст 530 млн лет. Несколько зерен имеют возраст 560 млн лет, а основная популяция цирконов (более 75 % от всей выборки) представлена цирконами с возрастом в интервале от 574 до 597 млн лет с пиком на 580 млн лет.

Вулканиты из разреза баянкольской свиты имеют существенные геохимические и изотопные отличия от вулканитов из галек и валунов, матрикса конгломератового горизонта, что

указывает на их различную природу. Источником обломочного вулканогенного материала, в том числе для матрикса конгломератов, послужили более древние вулканиты ювенильного тектонического блока океанической коры. Вышележащие вулканиты из разреза баянкольской свиты образовались в пределах континентального блока.

Таким образом, при изучении трех различных групп пород – гранитов и вулканитов из валунных конгломератов, вулканитов из разреза баянкольской свиты – установлено, что: 1) существовало как минимум два гранитных массива среди питающих провинций конгломератового горизонта баянкольской свиты: гранитоиды с возрастом 590 млн лет древнего континентального блока и гранитоиды с ювенильными характеристиками с возрастом 630 млн лет. Данные комплексы не имеют возрастных аналогов на современном эрозионном срезе в пределах и сопредельных территорий; 2) вулканиты из валунов и гальки конгломератового горизонта образовались в пределах тектонического блока, связанного с океанической корой, совместно с гранитоидами с возрастом 630 млн лет; 3) вулканиты из разреза, от основных до средних разностей, образовались в пределах блока с континентальной корой. При этом эти вулканиты имеют мантийные изотопные характеристики, но отличаются по своим геохимическим характеристикам от вулканитов из галек и валунов, матрикса конгломератового горизонта баянкольской свиты.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлен возраст вулканизма в период накопления пород баянкольской свиты 530 млн лет. Реконструированы позднедокембрийские эпизоды в развитии тектонических структур на северо-западе Тувинского сегмента ЦАСП.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 19-17-00099, изучение и датирование вулканических пород), РФФИ (проекты № 18-05-00604, 19-05-00145, изучение конгломератов и гранитных обломков в них).

[1] *Носков Ю.С.* Некоторые особенности состава базальных конгломератов палеозойских отложений центральной и юго-восточной части Горного Алтая // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1995. С. 54–56.

[2] *Туркина О.М.* Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов. Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014.

[3] *Хомичев В.Л., Качевский Л.К., Смагин А.Н.* Каталог конгломератов с галькой магматических пород Саяно-Енисейской провинции. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2002. 152 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 39–40

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО МОНГОЛО-ОХОТСКОГО И КАЙНОЗОЙСКОГО ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОРОГЕНОВ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ДЕФОРМАЦИЮ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В БАССЕЙНАХ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

М.М. Буслов, Ю.А. Бишаев, А.В. Куликова, Д.А. Кох

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

Центрально-Азиатская горная область протягивается на несколько тысяч километров от Памира, Гималаев, Тибета на север через Тянь-Шань, включает горные пояса Казахстана, Южной Сибири и Байкальскую сдвиго-рифтовую зону Восточной Сибири. Крупнейшая в мире горная область сформирована в результате коллизии Индийского континента с Евразией **[1]**. Передача деформаций от Индо-Азиатской коллизии на дальнее расстояние происходила по «принципу домино» через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов, окруженных складчатыми поясами палеозойско-мезозойского возраста. В результате сжатия складчатые зоны перерастали в горные системы, а микроконтиненты служили фундаментом для формирования кайнозойских бассейнов (Таримского, Таджикского, Джунгарского и мн. др.) **[2–5]**.

Фронтальная коллизия Индийского континента с Евразией, под которую за 35 млн лет он был погружен на расстояние около 1500 км, произошла в конце эоцена **[6]**. Вначале коллизия вызвала формирование преимущественно надвиговых структур и рост высоких гор Гималаев, Каракорума, Тибета и Памира, затем Тянь-Шаня. В плиоцен-четвертичное время деформации проявились в форме сдвигов и сдвиго-надвигов к северо-востоку от Тянь-Шаня и сконцентрировались в Алтае-Саянской горной области между Джунгарской и Тувино-Монгольской плитами. Около 5–3 млн лет назад деформации достигли мощного упора со стороны Сибирского кратона. В связи с этим здесь почти одновременно выросли высокие горы на всей территории Центральной Азии. Пик роста горных систем за последние 5–3 млн лет особенно четко выявляется по данным трекового датирования по апатитам и формированию моласс в межгорных бассейнах **[5, 7–12]**.

Аналогичный сценарий формирования горных систем Евразии происходил и в позднем мелу в результате конвергенции Северо-Китайского континента, что привело к образованию Монголо-Охотского коллизионного орогена **[13]**. Коллизионное воздействие Северо-Китайского континента на складчатое обрамление Сибирского кратона привело к формированию обширного складчато-надвигового пояса (Байкальский и Забайкальские регионы, Восточная Монголия и Северный Китай). Деформации от коллизии проникли вовнутрь Евразии на несколько тысяч километров. Внутриконтинентальные деформации фиксируются в проявлении сдвиго-надвигов и сдвигов, росте горных систем на обширной территории (Алтае-Саянская область, Монголия, Казахстан, Южный Урал).

Датирование пород различных регионов Центральной Азии и Южного Урала методом трекового анализа апатитов свидетельствует **[5, 7–12, 14–15]** о крупных мезозойских поднятиях рельефа в поздней юре – раннем мелу (~150–80 млн лет). Эти поднятия можно рассматривать как результат проявления обширного Монголо-Охотского орогена, сформированного при закрытии одноименного океана и последующей коллизии Северо-Китайского континента с Евразией. Восточное звено орогена (Прибайкалье, Забайкалье, Восточная Монголия и Северный Китай), расположенное в зоне фронтального столкновения жестких структур Северо-Китайского и Сибирского кратонов, претерпело преимущественно складчато-надвиговые деформации. Были сформированы Байкало-Патомская и другие складчато-надвиговые структуры, коллизионные граниты и комплексы разрушения орогена: метаморфические ядра и молассы **[13]**. В западном звене, на обширной территории Северного Китая, Монголии, Забайкалья, Байкальского региона, Алтае-Саянской области, Казахстана, Южного Урала, была образована внутриконтинентальная горная система. Во внутренних частях Северной Евразии проявились сдвиги и

сдвиго-надвиги с амплитудой в несколько сотен километров, полурамповые структуры Кузбасского и других бассейнов.

В результате мезозойских и кайнозойских коллизий произошли складчато-разломные деформации как по обрамлению, так и внутри южной части Сибирского кратона. По данным трекового датирования апатита, проведенного для пород Енисейского кряжа, фундамента кратона в бассейне р. Ангары (Непско- Батуобинской антиклизы) и выходов фундамента кратона в районе Байкала, выявлены мезозойские и кайнозойские деформации Сибирского кратона, которые обусловлены формированием поднятий и денудацией пород суммарной мощностью до 2 км.

Таким образом, после закрытия Монголо-Охотского океанического бассейна в поздней юре – раннем мелу в результате аккреции и последующей коллизии Северо-Китайского континента с Евразией был сформирован обширный Монголо-Охотский ороген, соизмеримый по площади с кайнозойским Центрально-Азиатским поясом. В результате коллизии произошла обширная деформация южной части Сибирского кратона, которая выразилась в формировании покровно-складчатых структур. Денудация Монголо-Охотского орогена привела к образованию обломочного материала, который являлся основным источником сноса для крупных угольных и нефтегазовых бассейнов Северной Евразии.

Исследования выполнены в рамках планов НИР ИГМ СО РАН и гранта правительства РФ (№ 14.Y26.31.0029).

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

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

[3] *Buslov M.M.* Cenozoic tectonics of Central Asia: basement control // Himalayan Journal of Sciences. 2004. V. 21. P. 104–105.

[4] *Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu.* Cenozoic tectonic and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. P. 205–214.

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

[6] *Забелина И.В., Кулаков И.Ю., Буслов М.М.* Выявление глубинных механизмов горообразования Киргизского Тянь-Шаня по результатам сейсмической томографии // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 906–920.

[7] *De Grave J., Van den Haute P.* Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // Tectonophysics. 2002. V. 349. P. 145–159.

[8] *De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P.* Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India – Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalayan Journal of Sciences. 2004. V. 21. P. 121–122.

[9] *De Grave J., Buslov M., Van den Haute P., Metcalf J., Batalev V.* From Palaeozoic Eurasian assembly to ongoing Indian indentation: multi-chronometry of the northern Kyrgyz Tien Shan batholith // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. V. 26. P. 133.

[10] *Sobel E.R., Osnik M., Burbank D., Mikolaichuk A.* Exhumation of basement-cored uplifts: example of the Kyrgyz range quantified with fission track thermochronology // Tectonics. 2006. V. 25. TC2008. doi: 10.1029/2005TC001809.

[11] *Буслов М.М., Кох Д.А., Де Граве И.* Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 9. С. 862–870.

[12] *Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Elburg M.A., Stockli D.F., Gerdes A., Van den Haute P.* Multi-method chronometric constraints on the evolution of the Northern Kyrgyz Tien Shan granitoids (Central Asian Orogenic Belt): from emplacement to exhumation // Journal of Asian Earth Sciences. 2010. V. 38. P. 131–146.

[13] *Zorin Yu.A.* Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 33–56.

[14] *Wan de Beek P., Delwaux D., Andriessen P.A.M., Levi K.G.* Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal region, SE Siberia // Journal of the Geological Society. 1996. V. 153. P. 515–523.

[15] *Glasmacher U.A., Wagner G.A., Puchkov V.N.* Thermotectonic evolution of the western fold-and-thrust belt, southern Uralides, Russia, as revealed by apatite fission track data // Tectonophysics. 2002. V. 354. P. 25–48.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 41–44

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ

М.М. Буслов[1], В.С. Имаев[2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, buslov@igm.nsc.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Центральная Азия является классическим примером внутриконтинентальных деформаций литосферы, связанных с дальним воздействием тектонического стресса от Индо-Евразийской коллизии **[1]**. За последние 35 млн лет Индийский континент, как часть крупной Индо-Австралийской плиты, субдуцирующей под Евразию, в результате фронтальной коллизии погрузился в южном направлении на расстояние до 1500 км и вызвал образование высочайших гор, выше 8000 м, в Гималаях. Затем деформации распространялись на север, что привело к поднятию Памира (Памирский индентор) и погружению Тарима под Тянь-Шань **[2]**, далее деформации распространялись постепенно на север-северо-восток до Сибирского кратона с формированием Центрально-Азиатской горной системы, затем до Кодаро-Удоканского региона и Станового хребта. Передаче давления на дальние расстояния способствовало наличие в складчатых поясах Евразии жестких докембрийских блоков Тарима, Джунгарии, Тувино-Монгольского и др. Этому процессу и смене направления деформаций от южного до северо-восточного способствовало и наличие мантийных плюмов, расположенных под Памиром, Восточным и Центральным Таримом, Тянь-Шанем, Джунгарией, Саянами, Хангаем и Прибайкальем. Деформациям подвергались в большей мере разогретые плюмами участки литосферы **[2–8]**.

В Гималаях и Тибете, согласно трековому датированию, активные поднятия начались 25–30 млн лет, в Тянь-Шане – 16–19 млн лет, на Алтае – около 5 млн лет назад, в Байкальском регионе – около 3 млн лет назад. Активная фаза роста горных систем около 3 млн лет назад проявилась для всего Центрально-Азиатского горного пояса, что может быть обусловлено усилением сжатия в связи с упором прогрессирующей деформации в крупный Сибирский кратон **[8–19]**.

На Тянь-Шане и Алтае-Саянском горном поясе выявлен особый режим литосферной деформации, включающий как литосферное сгибание (складкообразование), так и образование разломов в верхней коре. Иссык-Кульский бассейн в Тянь-Шане, Зайсанский бассейн в Восточном Казахстане, Курайско-Чуйский бассейн в Алтае-Саянской области являются типичными примерами межгорных бассейнов, развивающихся в условиях сгибания и разломных деформаций литосферы **[8]**. Параметры сгибания могут быть охарактеризованы длиной проявления топографических волн **[20]**. Топографическая длина волн первого порядка составляет около 200–300 км в Алтае-Саянской области и от 150–200 до 250–350 км в Тянь-Шане, и они, скорее всего, отражают деформацию всей литосферы. Длина волн второго порядка 35–70 км, выражается в обоих регионах по стабильно расположенным в западно-восточном направлении горным хребтам, чередующимся с позднекайнозойскими тектоническими депрессиями. Вероятно, их проявления связаны с деформацией верхней части земной коры. За последние 3 млн лет, на стадии максимального тектонического сжатия литосферы Центральной Азии, стиль деформаций проявлялся путем сочетания длинных волн сгибания литосферы и более коротких волн сгибания верхней коры с образованием разломов. Литосферные складки, как правило, развиваются по их оси, перпендикулярной направлению поля напряжения, которое было активным во время их формирования. Докайнозойские разломы в гетерогенной земной коре, особенно по обрамлению гомогенных докембрийских континентальных блоков, локализовали деформацию и текущее развитие литосферных поясов. Закономерности реактивации различных структурных элементов земной коры на кайнозойское сжатие также свидетельствуют о том, что стресс в земной коре может передаваться в результате смятия складчатых частей литосферы в складки и реактивации древних разломных зон через гомогенные докембрийские континентальные блоки.

Современное поле напряжений в Центральной Азии показывает веерообразные траектории SHmax с ориентацией ССЗ–ЮЮЗ (N 170°E) в Киргизском Тянь-Шане, С–Ю в Восточном Тянь-Шане и Горном Алтае, СВ–ЮЗ в Восточном Саяне и Монгольском Алтае и ВСВ–ЗЮЗ в Байкальской рифтовой зоне. К очаговым механизмам относятся преимущественно надвиговые разломы на всем Тянь-Шане, смешанные надвиговые и сдвиговые разломы в Алтае-Саянском регионе и преимущественно сбросовые разломы в Байкальской рифтовой зоне **[8]**. Структурные исследования кинематики разломов в Байкальской рифтовой зоне **[21–23]**, Горном Алтае **[24]**, Киргизском Тянь-Шане **[25]** и Северном Тибете **[26]** показывают, что региональное изменение режима напряжений произошло в течение позднего кайнозоя. Позднекайнозойское изменение напряжений означает, что основные структуры Центральной Азии были созданы другим полем напряжений, а не действующим в настоящее время. Как следствие, некоторые структуры, которые были активны в течение позднего неогена – раннего плейстоцена, теперь неактивны, а другие реактивируются, но с другой кинематикой. Это изменение произошло между ранним и средним плейстоценом (~1 млн лет назад) и знаменует начало неотектонического периода в Центральной Азии. Возникновение сжимающих напряжений в позднем плиоцене может быть объяснено поднятием Тибетского плато **[8]**. В этом случае следует предположить, что современное направление сжатия в Южной Сибири и Монголии, наряду с продолжающимся воздействием Памирского индентора, также контролируется воздействием Тибетского индентора и представляет собой суммарный эффект СВ–ЮЗ и С–Ю сжатия.

В работах **[23, 27–34]** сделан анализ результатов реконструкций полей напряжений и тектонических деформаций в зонах активных разломов Монгольского и Гобийского Алтая, Северо-Западной Монголии, Хангайского поднятия, Западного и Восточного Саяна, Байкальской активной зоны. Показано, что деформации связаны с генеральным северо-северо-восточным коллизионным сжатием, концентрируются по периферии Хангайского свода. При этом максимальное сжатие сосредоточено на западной и южной границах, формируя соответственно право- и левосторонние транспрессивные структуры Монгольского и Гобийского Алтая. Относительная жесткость Хангайского свода обусловлена формированием на месте докембрийского Тувино-Монгольского микроконтинента.

Региональные разломы по-разному отреагировали на проявление общего северо-северо-восточного сжатия. Большинство зон разломов или их сегментов, ориентированных под углом к сжатию, активизировались с проявлением сдвиговой и сдвигово-надвиговой компоненты (Горный Алтай, Восточный и Западный Саян). Зоны разломов, ориентированные к сжатию перпендикулярно, были активизированы как надвиги (Монгольский Алтай, Гоби Алтай, Тува).

Крупные землетрясения с магнитудой M>5 на территории Южной Сибири и Монголии локализуются в зонах региональных разломов и по обрамлению жестких структур Сибирского кратона и Тувино-Монгольского микроконтинента **[33, 34]**. При этом наибольшая их концентрация наблюдается в зонах торцового сочленения древних разломных структур. К числу подобных структур относятся зоны сочленения Кузнецкого и Северо-Саянского позднепалеозойских разломов на Горном Алтае, Предалтайского и Северо-Хангайского разломов в Северо-Западной Монголии (район оз. Уб-Зунур), Шапшальского и Саяно-Тувинского разломов на юго-западе Западного Саяна и Северо-Саянского и Главного Саянского разломов в Восточном Саяне (к северу от оз. Хубсугул). Локализация крупных землетрясений в Восточном Саяне характеризуется также совмещением разломных зон по обрамлению таких крупных тектонических структур, как Сибирский кратон и Тувино-Монгольский микроконтинент. Следует отметить, что южнее крупные землетрясения локализуются по обрамлению жесткой структуры Тувино-Монгольского микроконтинента, нарушенного позднепалеозойскими региональными разломами в Туве (Мондинский разлом), Центральной Монголии (Северо-Хангайский разлом) и Гобийском Алтае (Гоби-Алтайский разлом). Только небольшая часть крупных землетрясений локализуется в Монгольском Алтае, где в результате регионального сжатия позднепалеозойские разломы реактивированы преимущественно как надвиги.

Таким образом, в результате реактивации земной коры Центральной Азии, связанной с дальним воздействием Индо-Евразийской коллизии, проявилась высокая сейсмичность, которая для Центрально-Азиатской горной системы сконцентрирована преимущественно в зонах торцового сочленения региональных разломных зон и по обрамлению гомогенных докембрийских континентальных блоков. Современные деформации на территории Южной Сибири и Монголии происходят под воздействием СВ-ЮЗ сжатия со стороны Памирского индентора и С-Ю сжатия со стороны Тибетского индентора и представляют собой суммарный эффект, который нужно учитывать при сейсмическим районировании и прогнозе сейсмического риска.

Выявленные закономерности позволяют целенаправленно проводить научные исследования, в том числе различного рода моделирования сейсмических процессов.

Работа выполнена в рамках комплексной программы фундаментальных научных исследований СО РАН (№ 0330-2018-0023).

Данные исследования проведены совместно с В.С. Имаевым, ушедшим из жизни 21 марта 2020 г. В.С. Имаев – действительный член Академии наук Якутии, доктор геолого-минералогических наук, профессор, лауреат Государственной премии РФ и РС(Я) в области науки и техники, специалист мирового уровня в области сейсмотектоники, автор и соавтор более 300 научных работ и 12 монографий. Созданная по его инициативе и при его непосредственном участии Карта сейсмотектоники Восточной Сибири признана одним из главных научных достижений Российской академии наук в 2016 г. Светлая ему память.

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

[2] *Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu.* Cenozoic tectonics and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. P. 205–214.

[3] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., де Граве Й., Скляров Е.В.* Взаимосвязь магматических, осадочных и аккреционно-коллизионных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1451–1471.

[4] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н.* Геодинамические комплексы и структуры Забайкалья, их отражение в гравитационных полях // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 3. С. 301–317.

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

[6] *Буслов М.М., Кох Д.А., де Граве И.* Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 9. С. 862–870.

[7] *Буслов М.М.* Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 9. С. 1245–1255.

[8] *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.

[8] *Lai S.C., Qin J.F., Khan J.* The carbonated source region of Cenozoic mafic and ultra-mafic lavas from western Qinling: Implications for eastern mantle extrusion in the northeastern margin of the Tibetan Plateau // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 1501–1516.

[9] *De Grave J., Buslov M., Van den Haute P., Metcalf J., Batalev V.* From Palaeozoic Eurasian assembly to ongoing Indian indentation: multi-chronometry of the northern Kyrgyz Tien Shan batholith // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. V. 26. P. 133.

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

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

[12] *De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Dehandschutter B., Delvaux D.* Meso-Cenozoic evolution of Mountain Range – intramontane basin systems in the Southern Siberian Altai Mountains by apatite fission-track thermochronology // Trust belts and foreland basins: from fold kinematics hydrocarbon systems. Chapter 24. Berlin: Springer, 2007. P. 457–490.

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

[14] *De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Elburg M., Batalev V.Yu., Vanhaeke F., Van den Haute P.* The thermo-tectonic history of the Song-Kul Plateau, Kyrgyz Tien Shan: constraints by apatite and titanite thermo-chronometry and zircon U/Pb dating // Gondwana Research. 2011. V. 20. P. 745–763.

[15] *De Grave J., Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M., Vanhaecke F., Van den Haute P.* Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau basement (Siberia): implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa and West Siberian Basins // Terra Nova. 2011. V. 23. P. 248–256.

[16] *De Grave J., Glorie S., Ryabinin A., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Izmer A., Elburg M.A., Vanhaecke F.* Late Palaeozoic and Meso-Cenozoic tectonic evolution of the southern Kyrgyz Tien Shan: Constraints from mul-

timethod thermochronology in the Trans-Alai, Turkestan-Alai segment and the southeastern Ferghana Basin // Journal of Asian Earth Sciences. 2012. V. 44. P. 149–168.

[17] *De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Stockli D.F., McWilliams M.O., Batalev V.Y., Van den Haute P.* Thermo-tectonic history of the Issyk-Kul basement (Kyrgyz Northern Tien Shan, Central Asia) // Gondwana Research. 2013. V. 23. P. 998–1020.

[18] *De Pelsmaeker E., Glorie S., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Poujol M., Korobkin V.V., Vanhaecke F., Vetrov E.V., De Grave J.* Late-Paleozoic emplacement and Mezo-Cenozoic reactivation of the southern Kazakhstan granitoid basement // Tectonophysics. 2015. V. 622. P. 416–433.

[19] *Vassallo R., Jolivet M., Ritz J.F., Braucher R., Larroque C., Sue C., Todbileg M., Javkhlanbold D.* Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi'Altay) by apatite fission track analysis // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 259. P. 333–346.

[20] *Cloetingh S., Burov E.B., Poliakov A.* Lithospheric folding: primary response to compression? (from Central Asia to Paris basin) // Tectonics. 1999. V. 18. P. 1064–1083.

[21] *Arjannikova A., Larroque C., Ritz J.-F., Déverchère J., Stéphan J.F., Arjannikov S., San'kov V.* Geometry and kinematics of recent deformation in the Mondy–Tunka area (south-westernmost Baikal rift zone, Mongolia–Siberia) // Terra Nova. 2004. V. 16. P. 265–272.

[22] *Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., San'kov V.* Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. V. 282. P. 1–38.

[23] *Sankov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Lukhnev A., Melnikov A.I., Delvaux D.* Cenozoic tectonic stress field evolution in the Baikal Rift Zone // Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine. 1997. V. 21. P. 435–455.

[24] *Дельво Д., Тениссен К., Ван-дер-Мейер Р., Берзин Н.А.* Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 31–51.

[25] *Delvaux D., Abdrakhmatov K.E., Strom A.L.* Landslides and surface breaks of the 1911 Ms 8.2 Kemin earthquake, Kyrgyzstan // Russian Geology and Geophysics. 2001. V. 42. P. 1167–1177.

[26] *Xie Fu-Ren, Zhang Shi-Min, Dou Su-Qin, Cui Xiao-Feng, Sai-Bing S.H.U.* Evolution characteristics of Quaternary tectonic stress field in the north and east margin of Qinghai-Xizang plateau // Acta Seismologica Sinica. 1999. V. 12. P. 550–561.

[27] *Cunnihgham W.D.* Structural and topographic characteristics of restraining bend mountain ranges of Altai, Gobi Altai and easternmost Tien Shan // Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends / Eds. W.D. Cunnihgham, P. Mann. Geological Society, London, Special Publications. 2007. V. 290. P. 219–237.

[28] *Ritz J.F., Bourles D., Brown E.T., Carretier S., Cherry J., Enhtuvshin B., Galsan P., Finkel R.C., Hanks T.C., Kendrick K.J., Philip H., Raisbeck G., Schlupp A., Schwartz D.P., Yiou F.* Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi'Altay, Mongolia) estimated with ^{10}Be dates // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108. 2162. doi:10.1029/2001JB000553.

[29] *Walker R.T., Molor E., Fox M., Bayasgalan A.* Active tectonics of an apparently aseismic region: distributed active strike'slip faulting in the Hangay Mountains of Central Mongolia // Geophysical Journal International. 2008. V. 174. P. 1121–1137.

[30] *Walker R.T., Nissen E., Molor E., Bayasgalan A.* Reinterpretation of the active faulting in Central Mongolia // Geology. 2007. V. 35. P. 759–762.

[31] *Парфеевец А.В., Саньков В.А.* Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Гео, 2006. 151 с.

[32] *Parfeevets A.V., San'kov V.A.* Late Cenozoic fields of the tectonic stresses in Western and Central Mongolia // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2010. V. 46. C. 367–378.

[33] *Imaeva L.P., Imaev V.S., Smekalin O.P., Koz'min B.M., Grib N.N., Chipizubov A.V.* A Seismotectonic map of Eastern Siberia // Gepdynamics & Tectonophysics. 2015. V. 6. P. 275–287.

[34] *Imaeva L.P., Imaev V.S., Smekalin O.P., Grib N.N.* Seismotectonic zonation map of Eastern Siberia: new principles and methods of mapping // Open Journal of Earthquake Research. 2015. V. 4. P. 1–14.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 45–46

НОВЫЙ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ КИСЛОРОДНЫЙ ОАЗИС НА ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

Н.В. Быкова[1], К.Е. Наговицин[1, 2], Б. Гилл[3]

[1] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, bykovanv@ipgg.sbras.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, nagovitcinke@ipgg.sbras.ru
[3] Блэксбург, Виргиния, США, Политехнический университет Виргинии, bcgill@vt.edu

Мезопротерозойская эра, начавшаяся 1.6 млрд лет назад и окончившаяся 1 млрд лет назад, охватила интервал в истории Земли, который часто называют «скучным миллиардом» («boring billion»). Это время характеризуется тектонической и климатической стабильностью, статичной изотопной кривой углерода и низкими темпами биологической эволюции **[1, 2].** Океаническая вода в течение этого времени преимущественно реконструируется как эвксинная (с растворенным сероводородом в воде и низким содержанием/отсутствием кислорода и питательных веществ) **[3]**. Однако более тщательные геохимические исследования пород данного временного интервала позволили получить более детальную картину окислительно-восстановительных характеристик вод мирового океана мезопротерозойского времени, включая кислородные оазисы **[4]**. Здесь мы представляем результаты нового геохимического исследования мезопротерозойских пород, сформировавшихся в бассейне при распаде суперконтинента Нуна (Колумбия) на окраине Сибирского кратона **[5]**. Наши предварительные данные указывают на присутствие растворенного кислорода в океане во время накопления изученных толщ.

Исследование проведено на образцах из арымасской (ar), дебенгдинской (db) и хайпахской (hp) свит сололийской серии Оленекского поднятия, отобранных авторами в полевые сезоны 2018–2019 г. Rb-Sr и K-Ar возраст глобулярных филлосиликатов для изучаемых толщ следующий: ~1.30 млрд лет (ar), 1.28–1.26 млрд лет (db) и 1.17–1.12 млрд лет (hp) **[6]**. Каждая из этих свит представлена смешанными карбонатно-силикокластическими отложениями. По мощности они составляют ~1.5 км **[7, 8]**. На данный момент проанализированная коллекция включает 56 образцов, отобранных из силикокластических интервалов свит (23 шт. – ar; 11 шт. – db; 22 шт. – hp).

Мы применяли метод, который называется «анализ форм железа» («iron speciation analysis») и широко используется для восстановления окислительно-восстановительных условий водной толщи **[9–11]**. Данный метод был разработан для тонкотерригенных обломочных осадков и пород **[12]**. Экспериментально было показано, что осадки или породы с соотношением FeHR/FeT (отношение высокореактивного железа (FeHR – совокупность карбонатов железа, оксидов железа, магнетита и пирита) к общему содержанию железа (FeT)) <0.38 были накоплены/сформировались в оксидных условиях, в то время как соотношение FeHR/FeT >0.38 указывает на бескислородные условия. Бескислородные условия могут быть также разделены на железистые (Fepy/FeHR <0.8, со свободно-растворенным железом в водной толще, закисные) и эвксинные (Fepy/FeHR >0.8, с растворенным сероводородом в водной толще) условия **[9, 12, 13]**. Тем не менее с накоплением новых данных по анализу форм железа было рекомендовано использовать следующие поправки: FeHR/FeT<0.22 – окисные или слабоокисные обстановки, 0.22<FeHR/FeT<0.38 – возможно бескислородные условия, FeHR/FeT>0.38 – бескислородные обстановки (со свободно-растворенным железом/закисные или с сероводородом в воде). А для разделения бескислородных обстановок: Fepy/FeHR>0.7 – со свободно растворенным железом в воде (железистые/закисные), 0.7<Fepy/FeHR<0.8 – возможно эвксинные условия, Fepy/FeHR>0.8 – эвксинные обстановки **[14]**.

Предварительные результаты анализа форм железа сололийского бассейна показывают, что в течение 200 млн лет его накопления, более мелководные воды бассейна (глауконитовые алевролиты с редкими мелкими песчаными каналами) формировались в окисных или возможно

окисных водах (FeHR/FeT<0.38/0.22), а более глубокие/дистальные части бассейна (черные сланцы, интервалы алевролитов между строматолитовыми карбонатами) демонстрируют железистый/закисный сигнал состава вод (FeHR/FeT>0.38; Fepy/FeHR<0.8). Эти интервалы чередовались между собой и присутствовали в каждой из изученных свит. Кислородные интервалы разреза характеризуются разнообразными микробиальными текстурами, в том числе остатками типа *Horodyskia*. Таким образом, весьма вероятно, что микробные сообщества были локальными источниками кислорода. Такие кислородные оазисы могли служить колыбелью для появившихся в это время эукариот, которые также встречаются в этом бассейне (например, *Osculosphaera sp., Lophosphaeridium sp., Satka favosa, Dictyosphaera* aff. *Macroreticulata, Germinosphaera sp., Valeria lophostriata*).

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проекты № 19-05-01006 и 18-05-70110), и в рамках государственного контракта 0331-2019-0002.

[1] *Brasier M.D.* Secret Chambers: The Inside Story of Cells and Complex Life. Oxford: Oxford University Press, 2012. 211 p.

[2] *Buick R., Des Marais D.J., Knoll A.H.* Stable isotopic compositions of carbonates from the Mesoproterozoic Bangemall Group, northwestern Australia // Chemical Geology. 1995. V. 123. P. 153–171.

[3] *Canfield D.E.* A new model for Proterozoic ocean chemistry // Nature. 1998. V. 396. P. 450–453.

[4] *Diamond C.W., Lyons T.W.* Mid-Proterozoic redox evolution and the possibility of transient oxygenation events // Emerging Topics in Life Sciences. 2018. V. 2. P. 235–245.

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

[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] *Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Кац А.Г., Флорова З.Б.* Детализация верхней части разреза рифеских отложений Оленекского поднятия // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд. Новосибирск, 1988. С. 20–36.

[8] *Шенфиль В.Ю.* Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 184 с.

[9] *Canfield D.E., Poulton S.W., Knoll A.H., Narbonne G.M., Ross G., Goldberg T., Strauss H.* Ferruginous conditions dominated later Neoproterozoic deep-water chemistry // Science. 2008. V. 321. P. 949–952.

[10] *Diamond C.W., Planavsky N.J., Wang C., Lyons T.W.* What the ~1.4 Ga Xiamaling formation can and cannot tell us about the mid-Proterozoic ocean // Geobiology. 2018. V. 16. P. 219–236.

[11] *Sperling E.A., Wolock C.J., Morgan A.S., Gill B.C., Kunzmann M., Halverson G.P., Macdonald F.A., Knoll A.H., Johnston D.T.* Statistical analysis of iron geochemical data suggests limited late Proterozoic oxygenation // Nature. 2015. V. 523. P. 451–454.

[12] *Raiswell R., Canfield D.E.* Sources of iron for pyrite formation in marine sediments // American Journal of Science. 1998. V. 298. P. 219–245.

[13] *Poulton S.W., Canfield D.E.* Development of a sequential extraction procedure for iron: implications for iron partitioning in continentally derived particulates // Chemical Geology. 2005. V. 214. P. 209–221.

[14] *Raiswell R., Hardisty D.S., Lyons T.W., Canfield D.E., Owens J.D., Planavsky N.J., Poulton S.W., Reinhard C.T.* The iron paleoredox proxies: a guide to the pitfalls, problem and proper practice // American Journal of Science. 2018. V. 318. P. 491–526.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 47–48

СТРУКТУРА МАРАКАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, БОДАЙБИНСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ РАЙОН)

В.А. Ванин, А.М. Мазукабзов, В.А. Горовой

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

Мараканский рудный узел расположен на территории Байкало-Патомского складчатого пояса (Бодайбинского блока по **[4]**). В строении рудного узла участвуют терригенные толщи от бугарихтинской до марской свиты среднерифейско-вендского возраста. В структурном плане рудный узел располагается в северо-западной центроклинали Маракано-Тунгусской мегасинклинали 1-го порядка. Последняя имеет северо-западное простирание, и протяженность ее по контуру вачской свиты достигает 120 км при ширине 18 км. Ядро мегасинклинали выполнено породами анангрской, догалдынской и илигирской свит. Мегасинклиналь осложнена структурами разных порядков. К структурам второго порядка относятся линейные складки протяженностью до 30 км и шириной до 6 км: Вернинская, Васильевская, Южно-Васильевская и разделяющие их антиклинали – Вачская и др. По морфологии это асимметричные складки, осевые поверхности которых опрокинуты к юго-западу, а шарниры имеют северо-западную ориентировку. На крыльях этих складок удается наблюдать фрагменты более мелких складчатых форм, которые соответствуют структурам третьего и четвертого порядков, и их структурные элементы (осевые поверхности и шарниры) располагаются конгруэнтно складкам второго порядка.

Рудный узел включает в себя два золоторудных месторождения: Ыканское и Ожерелье. Месторождение Ыканское приурочено к СВ крылу Вачской антиклинали второго порядка, осложняющей ЮЗ крыло Маракано-Тунгусской мегасинклинали. Месторождение Ожерелье тяготеет к перевернутому крылу и частично к осевой части Вернинской синклинали. Указанные месторождения имеют существенные отличия в геологическом строении **[1–3]**. Золоторудные зоны имеют извилистые и кулисообразные формы, что затрудняет их прослеживание по простиранию. Расшифровка строения золоторудных зон является трудновыполнимой задачей без изучения геологического строения рудного узла в целом.

Мараканский рудный узел тяготеет к зоне сочленения Мамской и Бодайбинской структурных зон, которые формировались в различных геолого-структурных обстановках и имеют свои специфические особенности геологического строения. Рассматриваемая территория характеризуется пологим залеганием пород 0–30° и частой сменой аз. падения элементов залегания слоистости и сланцеватости от 15 до 190°.

В становлении Мараканского рудного узла выделяются два деформационных этапа D_1 и D_2. Для этапа D_1 выделяется следующий парагенез: складки, сланцеватость, кренуляционный кливаж, надвиги, a- и b-линейность. a-линейность, выраженная минеральной линейностью и бороздчатостью, имеет пологие углы падения на ВСВ (50–80°∠5–30°). Ориентировка a-линейности независима от ориентировки слоистости, сланцеватости и складчатых структур разных генераций. b-линейность, имеет падение 310–320°∠3–5°, представлена плойчатостью, часто совпадает с шарнирами складок и простиранием кренуляционного кливажа. Кренуляционный кливаж имеет значения аз. падения 40–70°∠55°.

К складкам первого этапа D_1 отнесены вышеупомянутые синклинали 2-го порядка и разделяющие их антиклинали, составляющие единую крупную Маракано-Тунгусскую мегасинклиналь 1-го порядка. Кроме того, к этому этапу отнесены складки, имеющие северо-западную ориентировку шарниров (140°∠5–23°, 310–325°∠5–15°) и лежачую форму. В целом они подчеркивают вергентность складок 2-го порядка. С этапом D_1 связано формирование сланцеватости, которая, как правило, располагается субпараллельно осевым поверхностям складок. Не исключена вероятность, что синхронно с этой сланцеватостью возникла сланцеватость в результате скольжения пластов при продольном изгибе. На скольжение пластов указывают межслоевые складки волочения, зафиксированные на территории месторождения Ожерелье.

Деформации D_1 должны сопровождаться надвигами. Один из надвигов зафиксирован на территории месторождения Ожерелье. Его структура характеризуется развитием микроскладок, будинажа, сколов и сланцеватости, часто заполненных золотоносным кварцем. Плоскость надвига ориентирована субпараллельно осевой поверхности складки и имеет северо-западное простирание с падением сместителя (10–30°) на северо-восток. Не исключено, что ввиду широкого распространения углеродистых высокопластичных пород на исследуемой территории надвиги выражены межпластовыми срывами с развитием сланцеватости и складками волочения. Реже они возникают в форме маломощных срывов (3–5 см) на участках, где наблюдается острый угол (до 15°) между кливажом и слоистостью.

Для этапа D_2 выделен парагенез: a- и b-линейность, кренуляционный кливаж и складки.

a-линейность имеет ориентировку 0–20°∠15–25°. Статистическая обработка b-линейности на сфера-диаграмме показала концентрический максимум, соответствующий восточному падению линейности 70–90° при изменяющихся углах падения от 10 до 40°.

Кренуляционный кливаж на сфера-диаграмме образует четкий максимум, соответствующий значениям 10°∠70–80°.

Складки, сформированные на данном этапе имеют погружение шарниров 75–115°∠5–15° с падением осевых плоскостей на север под углом 45°. Важно отметить, что для складок этого этапа зафиксированы мезомасштабные флексурообразные формы. Они имеют достаточно большой разброс простираний шарниров. Это, вероятно, связано с дугообразной границей Мамского блока, оказывающего давление с севера на Бодайбинский блок в деформационный этап D_2.

Отчетливой шовной зоны между Бодайбинским и Мамским блоками не зафиксировано. Вероятно, она имеет постепенный переход между осадочно-метаморфическими образованиями, что позволяет сохранить форму и строение, согласное со структурами на границе этих блоков.

Проявленные на территории рудного узла складчатые дислокации, линейные и плоскостные структурные элементы свидетельствуют о его достаточно сложном строении и длительной истории формирования. Золоторудные зоны на месторождениях Ыканское и Ожерелье имеют генеральное СЗ простирание с пологим падением на СВ, что свидетельствует о их формировании и приуроченности к структурам, сформированным на первом деформационном этапе D_1. Впоследствии структуры этапа D_1 и золоторудные зоны были деформированы во второй этап деформаций D_2 с образованием флексурообразных складок.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ и правительства Иркутской области в рамках научного проекта № 20-45-380025.

[1] *Ванин В.А., Гладкочуб Д.П.* Структурные особенности разрывного нарушения в пределах Мараканского рудного узла (Бодайбинский рудный район) // Новое в познании процессов рудообразования: Материалы Пятой Российской молодежной научно-практической школы с международным участием. М.: ИГЕМ РАН, 2015. С. 49–51.

[2] *Ванин В.А., Мазукабзов А.М.* Структурный контроль золотого оруденения в пределах Мараканского рудного узла в Северном Забайкалье (на примере месторождения Ожерелье) // Актуальные проблемы науки Прибайкалья. Вып. 3. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2020. С. 31–35.

[3] *Иванов А.И.* Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014. 215 с.

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

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 49–51

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ КРАЕВОЙ ОБЛАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА НА ОСНОВЕ НОВЕЙШИХ ДАННЫХ ГРР ПО КОВЫКТИНСКОМУ ГАЗОКОНДЕНСАТНОМУ МЕСТОРОЖДЕНИЮ

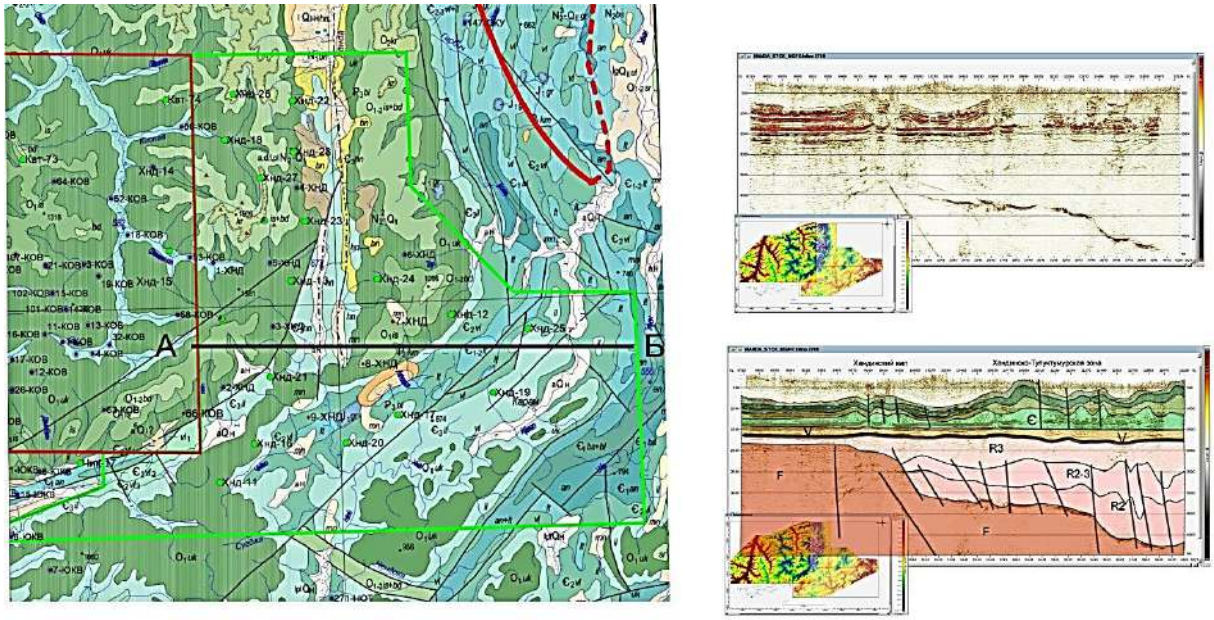
А.Г. Вахромеев[1], А.С. Смирнов[2], А.М. Мазукабзов[1], И.В. Горлов[2], А.В. Поспеев[1], В.Д. Клыкова[3], Н.В. Мисюркеева[4], А.М. Станевич[1]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, andrey_igp@mail.ru
[2] Тюмень, ЗАО «Газпром недра»
[3] Иркутск, Обособленное предприятие АО «Росгео» «ИГП»
[4] Иркутск, ЗАО «Сигма»

Одним из первых на начальном этапе поисков на Ковыктинском ГКМ было представление об объекте поисковых работ на нефть и газ как о крупном (рисунок) Верхнеленском антиклинальном поднятии **[4]** в восточной части Ангаро-Ленской ступени (АЛС), окаймленном крупными валообразными структурами Жигаловского, Верхоленского и Хандинского валов, разбитом Жигаловским разломом на два блока – южный Тутурский (Покровское поднятие) и северный Ковыктинский. Новые данные ГРР по месторождению корректно укладываются в эту геолого-структурную модель **[1, 9]**. Так, Предпатомский (Предбайкало-Предпатомский) региональный прогиб, картируемый ранее **[7]** по кровле терригенного венда, продолжается далее на юг (рисунок), окаймляя поднятие вдоль складчатого Прибайкалья по отложениям позднего протерозоя (рифея). Контуры продуктивности уникального по запасам Ковыктинского ГКМ по парфеновскому горизонту венда расширены по результатам ГРР последних лет в области южного замыкания Предпатомского РП (карта) на Ковыктинском, Хандинском, Чиканском и Южно-Усть-Кутском ЛУ, и гипсометрические отметки резервуара растут (по кровле горизонта) в юго-восточном направлении в наиболее высокую область Верхнеленского поднятия **[1, 4, 9]**. Авторы доклада по результатам 3Д сейсморазведки, бурения скважин акцентируют внимание на следующих фактах:

1. Моноклинальный склон АЛС от Ангарских структур до Ковыктинского «выступа», на котором в течение почти 70 лет проводят основные ГРР на УВ сырье, является только частью крупного сводового поднятия. Унаследованное поднятие с нижнего палеозоя и до современного времени сформировало «перекос» ложа и осадочного чехла платформенной части амфитеатра. Это явление сопровождалось неравномерными субвертикальными движениями ложа краевых прогибов – Ангаро-Ленского и Ангаро-Саянского – в результате различных по амплитуде тектонических движений **[6]**. Изложенное мнение об едином гигантском Верхнеленском сводовом поднятии в Иркутском НГБ, одном из трех крупнейших на платформе (наряду с Камовским и Чоно-Чайкинско-Пеледуйским сводами), не только коренным образом меняет наши взгляды на геологическую модель уникального Ковыктинского ГКМ, но и дает принципиально новое структурно-геологически обоснованное представление о контурах Ангаро-Ковыктинской ЗНГН **[1, 3, 4, 9]**.

2. Положение Ангаро-Ковыктинской ЗНГН в области современного Верхнеленского сводового поднятия является с мезозоя определяющим геолого-структурным фактором миграции, аккумуляции и локализации газоконденсатных УВ ресурсов. Границы сложной Ангаро-Ковыктинской ЗНГН контролируются контурами Верхнеленского свода. Она локализована в зоне сочленения двух крупнейших тектонических структур юга Сибирской платформы – АЛС и Предбайкало-Предпатомского регионального прогиба. Окончательное формирование современного строения ее структурных планов происходило в кайнозое в более активном геодинамическом режиме в сравнении с платформенным, что способствовало активизации как вертикальных блоковых, так и тангенциальных послойно-поярусных перемещений крупных аллохтонных пластин осадочного чехла в зоне динамического воздействия Байкало-Патомского надвигового пояса **[5, 9]**.



Широтный сейсмогеологический разрез через Предбайкало-Предпатомский нижнепротерозойский – нижневендский краевой палеопрогиб по Ковыктинскому и Хандинскому ЛУ: *а* – рифейские отложения по А.С. Ефимову и др. (2010); *б* – широтный сейсмогеологический разрез по данным ООО «Газпром геологоразведка», 2018 г.

3. Локализация газоконденсатного месторождения-гиганта в зоне сочленения двух региональных геологических структур (и двух НГО – типично платформенной и перикратонной) – веское основание к пересмотру геологической модели эволюции структурного плана природных резервуаров УВ, процессов миграции и аккумуляции сухого газа **[2, 9]** и их заполнения газоконденсатными пластовыми углеводородными системами на заключительном кайнозойском этапе переформирования залежей УВ.

Анализ геологических материалов ГРР по Ковыктинскому ГКМ и смежным площадям – Ангаро-Ленской, Нарьягинской, Южно-Устькутской, Ульканской, Нотайской, Чиканской, Тутурской, Рудовской, Знаменской, Христофоровской (Северо-Куленгской) и др. – позволяет нам утверждать, что перспективы нефтегазоносности Ангаро-Ковыктинской ЗНГН связаны с тремя природными мегарезервуарами – рифейским (нижневендским), верхневендским терригенным и карбонатным (автохтон) и кембрийским карбонатным (аллохтон). Распределение пустотного пространства в каждом из этих мегарезервуаров подчинено своей геологической природе и также развивалось многоэтапно **[9, 10]**. Природные мегарезервуары карбонатного венда и кембрия в аллохтоне осложнены шарьяжно-надвиговой тектоникой, линейной и брахиформной складчатостью, менее охарактеризованы керновым материалом, специальными исследованиями и испытанием скважин, поскольку пока исключены из объектов целенаправленного геологического изучения. Так, по данным 3Д-МОГТ в отложениях карбонатного кембрия прогнозируются органогенные постройки. Полагаем, что при сохранении темпов ГРР по парфеновскому продуктивному горизонту терригенного венда следует сформировать дополнительную программу ГРР по экстенсивной подготовке ресурсной базы УВ в выше- (карбонатный венд, кембрий) и нижезалегающих (боханский, базальный, трещинные резервуары рифея) нефтегазоносных комплексах разреза осадочного чехла.

4. Перспективы на геологическое изучение и поиски углеводородных залежей и месторождений рассматриваются в пределах общей структуры Верхнеленского свода, основного положительного структурного элемента зоны сочленения Ангаро-Ленской ступени и краевого прогиба. Сюда авторы включают как восточные относительно КГКМ части поднятия в области Карамской и Куленгской седловин, так и западные борта южной части Предпатомского осадочного бассейна **[2]** – Казачинской депрессии Предбайкало-Предпатомского регионального прогиба **[9]**. Здесь на Южно-Устькутском лицензионном участке в первой поисковой скважине (2019 г.) по результатам ГДК-ОПК, испытания под защитой ОК подтверждено газовое насыщение целевого интервала разреза.

Предложения по созданию новой редакции тектонической карты нефтегазоносных провинций **[7]** на территорию Иркутского амфитеатра и по направлениям прироста минерально-сырьевой базы УВ подготовлены рабочей группой специалистов ИЗК СО РАН, Обособленного предприятия АО «Росгео» «ИГП» и ООО «Газпром недра» и переданы в СНИИГГиМС РОСГЕО. Поисково-разведочные работы на УВ-сырье в южной части Верхнеленского поднятия в области Куленгской седловины, Ахинского и Божеханского валов, где бурение проектировалось на основе 6-кратного МОВ, КМПВ заморожены более чем полвека назад. Однако новые данные ГРР на северной части поднятия и фондовые данные однозначно указывают на высокие перспективы открытия здесь, в южной части Верхнеленского свода, значительных по масштабам скоплений УВ как в автохтоне, так и в аллохтоне.

[1] *Смирнов А.С., Горлов И.В., Яицкий Н.Н. и др.* Интеграция геолого-геофизических данных – путь к созданию достоверной модели Ковыктинского газоконденсатного месторождения // Геология нефти и газа. 2016. № 2. С. 56–66.

[2] *Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири*. Вып. 8. Иркутский бассейн / А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А. Трофимук и др. Новосибирск, 1995. 59 с.

[3] *Мельников Н.В., Мельников П.Н., Смирнов Е.В.* Зоны нефтегазонакопления в районах проведения геолого-разведочных работ Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1151–1163.

[4] *Шутов Г.Я.* Верхнеленское сводовое поднятие – новый перспективный объект для поисков залежей газа в Ангаро-Ленской НГО // Геология нефти и газа. 1987. № 1. С. 5–9.

[5] *Мазукабзов А.М.* Структура и геодинамика южной окраины Сибирского кратона: Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2003. 40 с.

[6] *Замараев С.М.* Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 247 с.

[7] *Старосельцев В.С., Мельников Н.В., Гришин М.П. и др.* Тектоническая карта нефтегазоносных провинций Сибирской платформы. Масштаб 1:5000000. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2005. 2012.

[8] *Вахромеев А.Г., Поспеев А.В., Кравчук О.Э., Гладкочуб Д.П.* Краевые прогибы юга Сибирской платформы и методология их геологического изучения с целью наращивания минерально-сырьевой базы углеводородов на территории Иркутской области // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2016. № 4. С. 75–83.

[9] *Смирнов А.С., Вахромеев А.Г., Курчиков А.Р., Горлов И.В. и др.* Выявление и картирование флюидонасыщенных анизотропных трещинных коллекторов Ковыктинского газоконденсатного месторождения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых местрождений. 2019. № 5. С. 4–12.

[10] *Вахромеев А.Г., Мазукабзов А.М., Горлов И.В., Смирнов А.С., Мисюркеева Н.В.* Трещинные коллекторы нефти и газа, металлоносных рассолов в аллохтоне Ковыктинской зоны нефтегазонакопления // Солнечно-земные связи и геодинамика Байкало-Монгольского региона: результаты многолетних исследований и научно-образовательная политика: Тезисы XII Российско-Монгольской международной конференции. Иркутск, 2018. С. 1–2.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 52–53

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗМОЖНЫЕ ФАНЕРОЗОЙСКИЕ АНАЛОГИ МЕЗОАРХЕЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ОЛОНДИНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ФРАГМЕНТА ТОККО-ХАНИНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

С.Д. Великославинский, В.П. Ковач, А.Б. Котов, Д.П. Крылов

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

Мезоархейский Олондинский фрагмент, или Олондинский зеленокаменный пояс (ОЗКП), является сравнительно небольшим тектоническим фрагментом протяженного Токко-Ханинского пояса, расположенного в пределах Чарского блока Олекминской гранит-зеленокаменной области на западе Алданского щита. Супракрустальные образования представлены метаморфизованными в условиях от эпидот-амфиболитовой фации до низкотемпературных субфаций амфиболитовой фации коматиитами (актинолит-хлоритовые сланцы) и их туфами (карбонат-антофиллитовые сланцы), толеитовыми базальтами (мелкозернистые плагиоклаз-кварц-роговообманковые амфиболиты) и микрогнейсами, протолит которых однозначно не определен (осадочные породы, андезиты или ТТГ олекминского комплекса). В отличие от метакоматиитов, превращенных в актинолит-хлоритовые сланцы, низкотемпературные вторичные изменения в метабазальтах практически не проявлены.

Бимодальное распределение TiO_2 позволяет разделить метатолеиты ОЗКП на две группы: существенно преобладающие низко-Ti (TiO_2<1.8 %) и высоко-Ti (TiO_2>1.8 %) метабазальты, различающиеся также содержаниями Al_2O_3, FeO, MgO, CaO, K_2O и P_2O_5. Геологические соотношения между базальтами этих групп неизвестны. Для базальтов ОЗКП в целом характерны низкие содержания TiO_2, Al_2O_3, K_2O, P_2O_5, Rb, Ba, Th, Nb, Ta, Zr, РЗЭ, Y и Hf, плоское распределение РЗЭ (в среднем $(La/Yb)_N$=1.05, $(La/Sm)_N$=0.97, $(Gd/Yb)_N$=1.1), без Eu-аномалии (среднее Eu/Eu*=0.94). Спайдер-диаграммы базальтов ОЗКП по своей конфигурации напоминают спайдер-диаграммы современных MORB, но отличаются низкими концентрациями Y, Zr, Hf, Ti, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd и других тяжелых РЗЭ. По классификации С. Барнса с соавторами базальты ОЗКП относятся к низко-Th толеитам.

Результаты дискриминантного анализа представительных выборок архейских и фанерозойских базальтов (n=6489 и 45074 соответственно), выполненного с использованием малоподвижных главных элементов (TiO_2, Al_2O_3, FeO_{tot}, MgO и CaO), указывают на значимые различия сравниваемых объектов (область пересечения составов составляет около 15 %). Различия могут быть обусловлены как метаморфическими преобразованиями архейских базальтов, так и спецификой магмообразования в архее, и, как следствие, – возможным формированием архейских базальтов в специфических геодинамических обстановках. Базальты ОЗКП также не являются исключением и по этим параметрам соответствуют среднестатистическому архейскому базальту. В связи с этим, независимо от причин различия архейских и фанерозойских базальтов, результаты распознавания геодинамических обстановок формирования архейских базальтов с помощью разнообразных тектономагматических диаграмм, спайдер-диаграмм или других способов обработки геохимических данных, основанных на геохимических различиях фанерозойских базальтов, сформированных в разных обстановках, скорее всего окажутся некорректными.

Базальты с геохимическими характеристиками, близкими к характеристикам базальтов ОЗКП, достаточно широко распространены в различных ранненеоархейских зеленокаменных поясах разных кратонов. Для них, исходя преимущественно из анализа геохимических данных, разными авторами предложены различные варианты геодинамических обстановок формирования: надсубдукционные зоны океанической коры, близкие к обстановкам формирования современных преддуговых прогибов; тектоническое совмещение островной дуги и связанного с ней задугового бассейна; субдукционные обстановки, близкие к современным; океанические плато, формирование которых обусловливается мантийными плюмами и др. С учетом неоднозначно-

сти геодинамической интерпретации проведена проверка вышеперечисленных гипотез для базальтов ОЗКП, в результате которой фанерозойские базальты, идентичные по химическому составу базальтам ОЗКП, не выявлены. Например, по содержанию петрогенных элементов базальты ОЗКП более всего похожи на низко-Ti базальты крупных магматических провинций, например, таких как Северо-Атлантическая провинция, сибирские траппы и др., что подтверждается и локализацией фигуративных точек базальтов ОЗКП в поле внутриплитных базальтов на соответствующих тектономагматических диаграммах. С учетом значимых различий химического состава базальтов ОЗКП и фанерозойских базальтов в целом была проведена дополнительная проверка результатов распознавания, которая показала, что область пересечения составов базальтов ОЗКП и низко-Ti базальтов крупных магматических провинций не превышает 15 %, т.е вероятность интерпретации базальтов ОЗКП как внутриплитных базальтов крупных магматических провинций даже на основании содержаний только петрогенных элементов весьма мала, а результаты распознавания с помощью тектономагматических диаграмм ошибочны.

С целью поиска фанерозойских аналогов базальтов ОЗКП был также реализован следующий подход. Из имеющейся выборки фанерозойских базальтов были отобраны базальты, наиболее близкие по химическому составу к базальтам ОЗКП, что позволило снизить уровень информационного шума, создающегося результатами анализов базальтов, заведомо отличных от базальтов ОЗКП. Эта редуцированная на 75 % выборка представлена существенной частью (около 75 % от имеющейся выборки) базальтов преддуговых прогибов, значимыми (20–30 %) частями базальтов островных дуг, MORB, задуговых бассейнов и океанических плато и незначительным (5 %) количеством базальтов крупных континентальных магматических провинций. Результаты дискриминантного анализа базальтов ОЗКП и базальтов вышеперечисленных геодинамических обстановок с использованием содержаний малоподвижных элементов (TiO_2, Al_2O_3, FeO_{tot}, MgO, CaO, Y, Zr, Nb, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Yb, Th) показали, что среди базальтов ОЗКП полностью отсутствуют базальты, идентичные MORB и базальтам задуговых бассейнов. Области пересечения множества базальтов ОЗКП с базальтами островных дуг, преддуговых прогибов и океанических плато также статистически незначимы. Наиболее близкими к базальтам ОЗКП оказалась лишь часть образцов (~20 %) низко-Ti базальтов крупных магматических провинций. Однако, так как это всего лишь 20 % от 5 % всей выборки базальтов крупных магматических провинций, вывод об их сходстве с базальтами ОЗКП представляется весьма дискуссионным. Вероятно, правильнее всего считать, что фанерозойские геохимические аналоги архейских базальтов ОЗКП отсутствуют. Таким образом, вопрос о геодинамических обстановках формирования базальтов ОЗКП остается открытым, а его решение, по-видимому, выходит за пределы только геохимических исследований.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № МНТ-а № 18-55-52001).

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 54–55

РАННЕЭДИАКАРСКИЙ ДАЙКОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (ЗАПАДНАЯ ОКРАИНА СИБИРСКОГО КРАТОНА)

А.Е. Верниковская[1, 2], В.А. Верниковский[1, 2], Н.Ю. Матушкин[1, 2], П.И. Кадильников[1, 2], Е.А. Богданов[1, 2]

[1] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, VernikovskayaAE@ipgg.sbras.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Предыдущими нашими работами была показана эволюция магматизма Енисейского кряжа в неопротерозое, главным образом в криогении. Прежде всего это касается формирования коллизионных тейских и ерудинских гранитов (880–860 млн лет) в составе Центрально-Ангарского террейна, а также синколлизионных аяхтинских (760–750 млн лет) и постколлизионных глушихинских (750–720 млн лет) в связи с коллизией этого террейна с Сибирским кратоном **[1–3]**. Кроме того, было показано синхронное формирование островодужных вулканических и интрузивных пород Исаковского и Предивинского террейнов (700–630 млн лет) и магматических пород татарского комплекса активной континентальной окраины, локализованных в пределах Татарско-Ишимбинской сутуры, представленных гранитами А-типа, нефелиновыми сиенитами, щелочными породами основного состава и карбонатитами (710–630 млн лет) **[2, 4–7]**. Позднее было установлено, что на позднеэдиакарском этапе (576–546 млн лет) эта активная континентальная окраина развивалась в условиях трансформного режима **[8]**, тогда как раннеэдиакарский этап ее эволюции до настоящего времени оставался неизученным.

Исследование дайковых магматических пород эдиакарского этапа вызывает особый интерес в связи с дискуссией о геодинамических условиях образования неопротерозойских дайковых пород юго-западного обрамления Сибири – анорогенных, вследствие распада суперконтинента Родиния **[9, 10]**, или активной континентальной окраины **[4, 6, 8]**.

Изучение базируется на геологических, минералого-петрографических, геохимических и геохронологических (U/Pb, $^{40}Ar/^{39}Ar$) данных для дайковых пород, а также вмещающих их метаморфических и магматических образований, отражающих историю развития этой окраины на протяжении почти всего эдиакария.

Исследуемые дайковые породы зоны сочленения Татарско-Ишимбинской и Приенисейской сутур Южно-Енисейского кряжа выделяются нами в составе единой ассоциации, отличающейся широким петрографическим разнообразием (от пикродолеритов-долеритов до кварцевых диоритов и лейкократовых гранитов), что свидетельствует об участии в этом магматическом событии как мантийных, так и коровых источников. На основе на U/Pb данных для цирконов было установлено, что их формирование происходило в узком интервале от 626 до 623 млн лет назад. В этих породах находятся Mg-содержащие основные минералы, темные слюды, Th-, P-, Cr-, Ti-, Zr-содержащие акцессорные минералы. В основных породах присутствует баритовая и разнообразная сульфидная минерализация. Эти особенности, а также концентрации крупноионных и высокозарядных элементов в изученных основных породах толеитовой серии, таких как Ba, Rb, Sr, Th, U, REE, Nb, Ta, Hf и Zr, подтверждают вклад мантийных компонентов OIB и E-MORB в их магматический источник. Формирование пород среднего состава, относимых также к толеитовым разностям, связано с ассимиляцией мантийного материала. В них сохраняются близкие с основными породами концентрации крупноионных и высокозарядных элементов, таких как Sr, Ce, Pr, Nd, Sm и P. В кислых породах известково-щелочной серии наблюдается небольшое сходство содержаний с основными породами лишь для отдельных проб по Sr и Hf и со средними – по Nb и Ta.

Содержание Th, Nb, Ta и Yb в исследуемых породах основного состава, согласно геохимическим классификациям по **[11, 12]**, отвечает надсубдукционным условиям их формирования, и, с учетом состава пироксенов, они могли образоваться в обстановке активной континентальной окраины.

Исследуемые дайки преимущественно не деформированы. Дайки пикродолеритов-долеритов прорывают в значительной степени деформированные слабометаморфизованные осадочные породы (серицитизированные аргиллиты и слабомраморизованные окремнелые известняки), а дайки средних и кислых пород – островодужные габброиды и вулканиты дифференцированной серии, измененные в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Наличие деформаций во вмещающих породах объясняется предшествующими тектоническими процессами – коллизией Центрально-Ангарского террейна с Сибирским кратоном и аккрецией к нему островодужных блоков **[2]**. Слабые деформации, проявленные во вмещающих метаосадочных породах и участками в самих дайках, связаны с наложенными тектонотермальными событиями, которые начались, вероятно, одновременно с внедрением исследуемых даек в рассматриваемой области активной континентальной окраины и продолжались в течение всего эдиакария. Об этом же свидетельствуют $^{40}Ar/^{39}Ar$ данные для амфибола и мусковита из островодужных магматических пород, локализованных в этой же тектонической зоне, которые охватывают интервал 600–563 млн лет. На заключительной стадии эти тектонотермальные процессы происходили синхронно с адакит-габбро-анортозитовым магматизмом (576–546 млн лет) трансформной активной окраины **[8]**, то есть до и во время остановки субдукции и разрыва слэба. Таким образом, формирование дайковых пород (пикродолеритов, долеритов, кварцевых диоритов, лейкогранитов и адакитов) происходило на протяжении всего эдиакария в условиях трансформной окраины Сибири, заложение которой было обусловлено косой субдукцией в позднем криогении **[4, 6]**. Изучение дайковых пород зоны сочленения Татарско-Ишимбинской и Приенисейской сутур Южно-Енисейского кряжа позволяет проследить эволюцию дайкового магматизма в Енисейском кряже на протяжении всего эдиакария в условиях активной континентальной окраины.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00854).

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

[2] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P.* Neoproterozoic accretionnary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 147–168.

[3] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P.* The 880–864 Ma granites of the Yenisey Ridge, western Siberian margin: Geochemistry, SHRIMP geochronology and tectonic implications // Precambrian Research. 2007. V. 154. P. 175–191.

[4] *Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Ясенев А.М.* Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // ДАН. 2008. Т. 419. № 1. С. 90–94.

[5] *Романова И.В., Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Ларионов А.Н.* Неопротерозойский щелочной и ассоциирующий с ним магматизм в западном обрамлении Сибирского кратона: петрография, геохимия и геохронология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1530–1555.

[6] *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.

[7] *Кузьмичев А.Б., Падерин И.П., Антонов А.В.* Позднерифейский Борисихинский офиолитовый массив (Енисейский кряж): U-Pb возраст и обстановка формирования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 12. С. 1175–1188.

[8] *Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Ларионов А.Н.* Поздненеопротерозойские адакиты Енисейского кряжа (Центральная Сибирь): петрогенезис, геодинамика и U/Pb возраст // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1459–1478.

[9] *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.

[10] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е.* Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. Р. 666–688.

[11] *Pearce J.A.* Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Andesites: orogenic andesites and related rocks / Ed. D.A. Wyman. Chichester, UK: John Wiley & Sons, 1982. P. 525–548.

[12] *Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 56–58

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ

В.А. Верниковский[1, 2]

[1] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, VernikovskyVA@ipgg.sbras.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Доклад представляет собой обобщение результатов комплексных исследований, проведенных автором с коллегами на Енисейском кряже более чем за 30 лет. Более 50 соавторов участвовали в подготовке опубликованных работ по Енисейскому кряжу, не считая опубликованных карт и объяснительных записок к ним, а также многочисленных работ по проектам. Всем им автор выражает искреннюю благодарность. Основные акценты в докладе сделаны на ключевые вопросы тектонического строения и геодинамики Енисейского кряжа в неопротерозое, как наиболее значимого и дискуссионного этапа в развитии региона.

Структуры Енисейского кряжа появились на картах более 100 лет назад, например на карте «Древнего темени Азии» Э. Зюсса (1904), которую он составил по работам И.Д. Черского и В.А. Обручева. Но еще в середине XIX в. здесь были открыты месторождения золотоносных россыпей, а в конце 80-х годов XIX в. – коренные месторождения золота, в том числе широкоизвестные – Советское, Эльдорадо, Сергиевское, Первенец, Аяхтинское и др., что существенно повышало интерес к геологическим исследованиям этого региона. В начале XX в. работы по геологическому картированию и поискам золота на Енисейском кряже были организованы Геолкомом под руководством старшего геолога А.К. Мейстера, впоследствии доктора наук и профессора. Под его редакцией была составлена и издана первая геологическая карта Сибири (1910). В 30-е гг. прошлого столетия геологическими, петрологическими, металлогеническими исследованиями Енисейского кряжа занимаются В.А. Обручев (1939), Ю.А. Кузнецов (1941), Ф.Н. Шахов (1938) и многие другие выдающиеся геологи. В начале 50-х гг. О.А. Глико выполнено обобщение по геологии и металлогении Енисейского кряжа (1957), начинается государственная средне- и крупномасштабная геологическая съемка, которые привели к открытию многих золоторудных, свинцово-цинковых, полиметаллических, редкометалльных, редкоземельных и магнетитовых месторождений, а в 60-е и 70-е гг. выходят крупные монографии и статьи М.А. Семихатова, В.Е. Хаина, Н.С. Шатского, С.В. Крылова, Т.Я. Корнева, В.М. Даценко, Е.К. Ковригиной, Ф.П. Кренделева, Н.Д. Ножкина, О.А. Вотаха, В.В. Хоментовского, Е.С. Постельникова, М.И. Волобуева, А.Г. Миронова и многих других исследователей региона.

К сожалению, использование при разработке тектонических моделей только положений геосинклинальной теории и почти полное отсутствие прецизионных геохронологических данных, особенно необходимых в докембрийских складчатых структурах, привели к тому, что подавляющее большинство исследователей Енисейского кряжа рассматривали его в качестве древней геосинклинали, развивающейся от архея до палеозоя. Эта модель предполагала корреляцию свит разных формационных зон – восточной (миогеосинклинальной) и западной (эвгеосинклинальной), что вызывало многочисленные дискуссии. Это были попытки коррелировать отложения, сформировавшиеся в разных по своей природе террейнах, а значит, в разных геодинамических обстановках. Только с 80-х гг. прошлого столетия некоторые исследователи, все еще оставаясь в пределах геосинклинальной парадигмы, пришли к пониманию покровно-складчатого строения региона, определив, в частности, аллохтонное залегание исаковского офиолитового комплекса и обнаружив черты сходства с островной дугой и окраинным морем (Постельников, 1980; Кузьмичев, 1987).

Последующие работы 90-х гг. прошлого столетия, основанные на геолого-структурных, петролого-геохимических, геохронологических и палеомагнитных исследованиях, убедительно показали, что Енисейский кряж является покровно-складчатым поясом аккреционной природы, в состав которого входят террейны разной природы и разного возраста (Зоненшайн и др., 1990; Vernikovsky et al., 1993, 2003; Волобуев, 1993; Khain et al., 1997; Хераскова, 1999; Метелкин и

др., 2004; и др.). При этом наиболее значимыми для реконструкции геодинамической эволюции региона были: анализ террейновой структуры Енисейского кряжа (Верниковский и др., 1994; Vernikovsky et al., 2003; Матушкин, 2010); обоснование выделения, состав и возраст офиолитов и палеоостроводужных комплексов (Vernikovsky et al., 1993, 2000, 2003; Волобуев, 1993; Верниковский и др., 1994, 1999; Khain et al., 1997; Хераскова, 1999; Кузьмичев и др., 2008); петролого-геохимическая типизация, тектоническое положение и возраст гранитоидов (Бибикова и др., 1993; Ножкин и др., 1999; Верниковский и др., 2001, 2008; Верниковский, Верниковская, 2006; Верниковская и др., 2002, 2003, 2007; Романова и др., 2012; и др.), анализ осадочных бассейнов (Хабаров, 1999; Советов и др., 2000; Советов, Благовидов, 2004; Sovetov et al., 2007; Хабаров, Вараксина, 2011; Советов, 2015; Priyatkina et al., 2016, 2018), метаморфических фаций (Козлов, Лепезин, 1995; Лиханов, Ревердатто, 2014; Likhanov et al., 2015) и палеомагнитные исследования (Павлов, Петров, 1996; Метелкин и др., 2005, 2007, 2012; Pisarevsky et al., 2008; Gallet et al., 2012; Верниковский и др., 2016; Кадильников и др., 2018; Pavlov et al., 2019).

Выполненный нами анализ террейновой структуры орогена (Vernikovsky et al., 2003, 2006) особых дискуссий не вызывает. Более того, выделенные офиолиты подчеркивают террейновую структуру, трассируют сутурные зоны, отражая соотношение палеоокеанских, островодужных и континентальных структур. Уверенно установлен возраст офиолитов и островных дуг Исаковского и Предивинского террейнов U-Pb методом (700–630 млн лет) (Верниковский и др., 1999, 2001; Vernikovsky et al., 2000; Кузьмичев и др., 2008). Геохронологические результаты свидетельствуют о косой аккреции островных дуг к континенту с омоложением на юг (в современных координатах), а также о том, что 700 млн лет назад к западу от островных дуг был океан. Более того, изучение осадочных бассейнов западной окраины Сибирского кратона, включая Туруханское поднятие и Енисейский кряж, показало, что примерно с 1 млрд лет назад эта окраина относилась к типу пассивных окраин (Петров, Семихатов, 1997; Богданов и др., 1998; Хабаров, 1999; Sergeev et al., 1997; Petrov, Semikhatov, 2001; Pisarevsky, Natapov, 2003; Vernikovsky et al., 2004; и др.), а ее трансформация в активную произошла около 800 млн лет назад, когда Центрально-Ангарский террейн коллидировал с Сибирским кратоном. U-Pb возраст коллизионных аяхтинских и чиримбинских гранитов, образовавшихся в результате этого столкновения, составляет 760–750 млн лет, а постколлизионных глушихинских – 750–720 млн лет (Верниковская и др., 2002, 2003, 2007). Вслед за коллизионным событием вдоль западной окраины Сибирского палеоконтинента формируются вышеотмеченные островные дуги – Исаковского и Предивинского террейнов. Эти данные хорошо согласуются с возрастом метаморфизма обдуцируемых офиолитов и островных дуг (685–600 млн лет (Волобуев, 1993; Верниковский и др., 1994; Лиханов и др., 2017), а также с вендским возрастом перекрывающих молассовых комплексов (Семихатов, 1962; Советов и др., 2000).

К сожалению, до сих пор не удается получить U-Pb данные возраста для офиолитов Рыбинско-Панимбинского пояса, фрагменты которого обнаружены в пределах Татарско-Ишимбинской сутуры, ограничивающей Центрально-Ангарский террейн с востока. Полученные Ar-Ar значения возраста – от 916 до 1051 млн лет (Верниковский и др., 2000; Ножкин и др., 2008) – указывают на то, что до коллизии террейна с Сибирью между ними был океанский бассейн. С большой долей вероятности эти офиолиты были обдуцированы на окраину террейна еще до его коллизии с Сибирью. Имеющиеся геологические и геохронологические данные свидетельствуют о чужеродности Центрально-Ангарского террейна относительно Сибирской окраины. Этот вывод подтверждают и первые палеомагнитные данные для террейна. Палеомагнитный полюс для него на время образования ерудинских гранитов, входящих в состав этого террейна, значимо отличается от полюса Сибирского кратона (Верниковский и др., 2016). С учетом всех имеющихся неопределенностей и доверительных интервалов можно констатировать, что в момент тектонического события, обусловившего формирование гранитов тейского комплекса, Центрально-Ангарский террейн и Сибирский кратон были удалены друг от друга на расстояние не менее тысячи километров.

В связи с чужеродностью Центрально-Ангарского террейна становится понятной дискуссионность и неоднозначность стратиграфических корреляций, предполагающих единство мезопротерозойско-неопротерозойских осадочных бассейнов Центрально-Ангарской и Восточно-Ангарской провинций (Хоментовский и др., 1972; Постельников, 1980; Качевский и др., 1998; Региональные схемы…, 1999). Если накопление осадочных серий восточно-ангарской части целиком связано с Сибирской континентальной окраиной, то Центрально-Ангарский блок имел собственную террейновую историю и иные источники сноса.

Таким образом, выводы о каком-либо «гренвильском орогенезе» в пределах Приенисейской полосы Сибирской континентальной окраины с участием Центрально-Ангарского террейна не состоятельны. Тем не менее ряд исследователей продолжают отстаивать «гренвильские события» на Енисейском кряже, основываясь главным образом на находках детритовых цирконов мезопротерозойского возраста в гнейсах и гранитогнейсах (Ножкин и др., 2008, 2011, 2012, 2015; Лиханов и др., 2014; Лиханов, Ревердатто, 2014; Likhanov, Santosh, 2017), которые, по существу, не являются какими-либо доказательствами коллизионного события. А.Б. Кузьмичев и Е.В. Скляров так же, как и мы, не находят доказательств гренвильской орогении, а Заангарье Енисейского кряжа рассматривают в качестве фрагмента Сибирского кратона, переработанного неопротерозойской орогенией (Kuzmichev, Sklyarov, 2016).

Дискуссионными продолжают оставаться и вопросы распада Родинии исходя из строения и состава геологических комплексов Енисейского кряжа (Ножкин и др., 2008; Лиханов, Ревердатто, 2015). С одной стороны, это попытка скоррелировать тектонические процессы вдоль западной границы Сибирского кратона с Северо-Американской и Канадской окраинами, а с другой – объяснить формирование щелочных комплексов вдоль Сибирской окраины (Ярмолюк и др., 2005). Нами предложен иной вариант объяснения этих процессов.

Синхронно с формированием островных дуг и их обдукцией на континентальную окраину на Енисейском кряже происходит окраинно-континентальный рифтогенез с образованием щелочных базальтоидов, трахитов, сиенитов и гранитов А-типа, что объясняется продолжающейся под континент субдукцией океанской плиты и, при достижении ею астеносферы, формированием нового щелочного магматического источника (Верниковский, Верниковская, 2006; Ножкин и др., 2007; Верниковский и др., 2008; Романова и др., 2012). Характерно, что в это же время, 700–650 млн лет назад, вдоль всего Енисейского кряжа и Восточного Саяна до оз. Байкал (Ярмолюк и др., 2005) одновременно с щелочным магматизмом происходило формирование окраинно-континентальных рифтогенных прогибов, фиксирующих обстановку растяжения (Sovetov et al., 2007), что полностью согласуется с предложенной моделью образования комплекса щелочных пород.

Вслед за неопротерозойскими островными дугами и офиолитами к Сибирскому кратону с запада аккретировали и другие докембрийские террейны и (или) микроконтиненты (Верниковский и др., 2009, 2016; Хераскова и др., 2009, 2013; Филиппов, 2017; Козлов и др., 2020). Именно они в начале эдиакария поддерживали режим активной окраины трансформного типа (Верниковская и др., 2017, 2019; Кадильников и др., 2018; Vernikovskaya et al., 2020) и создали консолидированный фундамент для формирования единого терригенно-карбонатного и карбонатно-эвапоритового плитного комплекса (Конторович и др., 1999, 2006; Филиппов, 2017), показанного при характеристике Предъенисейской нефтегазоносной субпровинции.

Енисейский кряж хранит в себе еще много геологических загадок, но расшифровывать их мы должны, учитывая только корректные и значимые фактические данные.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 59–60

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЮЖНО-ТАННУОЛЬСКОЙ РАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ ТУВЫ: ДАННЫЕ ВЫСОКО- И НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Е.В. Ветров[1], Й. Де Гравэ[2], А.Н. Уваров[3], Н.И. Ветрова[1], П.И. Михайлова[3]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, vetrov@igm.nsc.ru
[2] Гент, Бельгия, Гентский университет, johan.degrave@ugent.be
[3] Новосибирск, Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, uvarov_an_1946@mail.ru

Южно-Таннуольская разломная зона (ЮТРЗ) расположена в Тувинском сегменте Алтае-Саянской складчатой области (АССО) в северо-западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса (ЦАОП). ЮТРЗ представляет собой субширотную систему сбросов, действующих в одном режиме начиная с их заложения и на этапах их реактивации. ЮТРЗ контролирует тектоническую эволюцию Восточно-Таннуольского хребта, сложенного главным образом палеозойскими вулканическими породами островодужного происхождения, которые прорываются разнообразными интрузиями различного возраста и состава. Вулканические породы деформированы в сложные линейные складки с субширотным простиранием осей складок, соответствующие простиранию системы разломов. Интрузивные породы часто образуют линейные тела, вытянутые по простиранию ЮТРЗ. Это указывает на то, что ЮТРЗ контролирует внедрение палеозойских магматических пород Восточно-Таннуольского хребта и их последующую деформацию.

Цель данного исследования – реконструировать хронологию формирования, реактивации и деформации области в пределах ЮТРЗ. U-Pb датирование цирконов, Ar-Ar датирование плагиоклазов и калиевых полевых шпатов магматических пород, распространенных вдоль ЮТРЗ, позволяет идентифицировать стадии формирования и активации, а трековая термохронология апатита позволяет определить время эпизодов реактивации ЮТРЗ в мезозое и кайнозое.

Предполагается, что в изученной части ЦАОП палеозойская история связана с тектоническими событиями на окраинах бассейнов Палеоазиатского океана **[1, 2]**. Палеозойские породы сохранили свидетельства последующей деформации и эксгумации на протяжении мезозоя и кайнозоя. Расшифровка мезо-кайнозойских деформаций и эксгумаций на исследуемой территории проводилась только по литолого-стратиграфическим данным юрских и кайнозойских осадочных бассейнов Тувы и Монголии **[3, 4]**. Считается, что современная морфология Тувинского региона сформировалась в результате реактивации таких унаследованных структур, как ЮТРЗ.

Датирование акцессорных и породообразующих минералов из палеозойских магматических пород, распространенных вдоль ЮТРЗ, с использованием высокотемпературных и низкотемпературных методов необходимо для получения новых сведений о тектонической истории ЮТРЗ. Интерпретация этих данных в соответствии с тектонической эволюцией исследуемой части ЦАОП позволяет проверить и уточнить ранее установленные модели.

Результаты исследования магматических пород вдоль ЮТРЗ с использованием комбинации высокотемпературной и низкотемпературной геохронологии позволили реконструировать термотектоническую историю и реактивацию этой региональной структуры на слабоизученной территории.

1. Кембрийский (~510 млн лет) U-Pb возраст цирконов из кислых вулканических пород демонстрирует синхронность с гранитоидным магматизмом, широко распространенным в АССО.

2. Ордовикский (460–450 млн лет) U-Pb возраст цирконов из риодацитов указывает на наличие ордовикского вулканизма вдоль структур ЮТРЗ. Ордовикский вулканизм является одновременным с ордовикским гранитоидным магматизмом и маркирует последующий эпизод активации ЮТРЗ во время коллизионных событий на юго-западной континентальной окраине Сибири.

3. Эпизоды активации в раннем девоне (~410–400 млн лет) и позднем девоне – начале карбона (~365 и 340 млн лет), сопровождавшиеся постмагматическим развитием небольших базитовых тел вдоль ЮТРЗ, были определены по Ar-Ar датированию плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Эти эпизоды тектонической активизации ЮТРЗ, вероятно, связаны с рифтогенными процессами в тыловой части активной континентальной окраины.

4. Раннепермский (~290 млн лет) U-Pb возраст цирконов из габбро не типичен для ЮТРЗ и восточной части АССО. Геодинамическая обстановка этих габброидов требует значительного дальнейшего изучения, но на данном этапе исследований мы можем предположить связь с Северо-Азиатским мантийным плюмом и его взаимодействие с литосферой Северной Азии.

5. Позднемеловой (~80 и 75 млн лет) и ранне- и среднепалеогеновый (~60–40 млн лет) трековый возраст апатита сохранился в палеозойских породах, распространенных вдоль ЮТРЗ. Моделирование термальных историй по данным трекового датирования показывает эпизод мелового и эоценового охлаждения (~100–40 млн лет). Полученный трековый возраст апатита и мел-эоценовое охлаждение датируют следующий эпизод реактивации КТСЗ.

6. В позднем неогене (~ последние 10 млн лет) ЮТРЗ была вновь реактивирована, что привело к формированию современного горного рельефа в меняющихся климатических условиях. Этот эпизод реактивации мог быть связан с эффектом дальнего воздействия коллизии Индии и Евразии, к югу от нашей области исследования, и последующим развитием современного горного рельефа в этом районе.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00145, U-Pb датирование цирконов и Ar-Ar датирование полевых шпатов) и РНФ (проект № 19-77-00033, трековая термохронология апатитов).

[1] *Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.

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

[3] *Тесленко Ю.В.* Стратиграфия и флора юрских отложений Западной и Южной Сибири и Тувы. М.: Недра, 1970. 288 с.

[4] *Девяткин Е.В.* Геология кайнозоя Западной Монголии // Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970. С. 44–102.

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

2020. Выпуск 18. С. 61–63

К ВОПРОСУ ОБ УХОДЯЩЕМ ТЕПЛОВОМ ИНФРАКРАСНОМ ИЗЛУЧЕНИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В ЗОНАХ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗ. БАЙКАЛ

М.А. Вилор[1, 2], О.В. Лунина[2]

[1] Иркутск, ГАУ ДО ИО «Центр развития дополнительного образования детей», детский технопарк «Кванториум Байкал», sentfool@gmail.com
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, lounina@crust.irk.ru

На глубинах 20–40 м земной поверхности располагается нейтральный слой (или зона постоянных годовых температур). В нем температура остается практически постоянной и в каждом районе в среднем на 3.7 °С выше среднегодовой температуры воздуха. Ниже нейтрального слоя температура пород повышается в среднем на 3 °С при погружении на каждые 100 м. Это объясняется наличием регионального теплового потока от источников внутреннего тепла Земли, поднимающегося к поверхности **[8]**. Его величину принято характеризовать плотностью теплового потока (или просто тепловым потоком), который является основным источником информации о тепловом состоянии Земли и энергетике происходящих в ней процессов **[7]**. Среднее значение теплового потока как на суше, так и в океанах одинаково и составляет 0.06 Вт/м^2, отклоняясь от него не более чем в 5–7 раз. В результате образования активных тектонических структур изменяется распределение глубинных температур. На проницаемых участках земной коры, особенно в зонах гидротермальной активности и вулканизма, наблюдается общее повышение температур и тепловых потоков. Тепловая космическая съемка (ТКС) в комплексе с визуальным дешифрированием данных дистанционного зондирования и анализом теплофизических параметров земной поверхности позволяет изучить и оценить вклад уходящего теплового инфракрасного изучения в областях динамического влияния сейсмоактивных разломов **[2]**.

Цель исследования – определить особенности распределения теплового инфракрасного излучения земной поверхности в зонах сейсмоактивных разломов северо-западного побережья оз. Байкал с использованием методов дистанционного зондирования Земли.

По методике ТКС **[3]** были отобраны безоблачные ночные сцены TERRA (ASTER) за январь – февраль 2005 г. для исключения влияния тепловой инерции в спектральном диапазоне 11 мкм с разрешением 90 м. Среднемасштабные продукты ASTER L1T получены из базы данных Геологической службы США (https://earthexplorer.usgs.gov/). Снимки захватывают территорию как земной поверхности прибрежной части оз. Байкал, так и водной. С помощью программного комплекса ENVI отобранные безоблачные ночные изображения TERRA (ASTER) (5 снимков с января по февраль 2005 г.) были предварительно рекалиброваны с использованием калибровочных коэффициентов **[1]**, соответствующих длине волны 11 мкм. Яркостная радиационная температура, T (°K), подспутниковой поверхности вычислена по формуле Планка **[4]**.

В итоге для трех участков Западного Прибайкалья с использованием программных продуктов QGIS и Global Mapper построены тепловые карты поверхности, на основе баз данных со значениями яркостной температуры как наилучшей характеристики уходящего поверхностного теплового потока, согласно теплоинерционному подходу как частному случаю ТКС **[3]**. Данные карты были сопоставлены с цифровой картой разломов на Байкальский регион **[6, 8]**.

На участке № 1 (координаты углов: западный – 105.97591°, 53.59002°, северный – 106.92230°, 53.74246°, восточный – 107.45964°, 52.68571°, южный – 106.53463°, 52.53602°), включающем Сарминскую палеосейсмодислокацию, среднее значение яркостной температуры составляет 247.4±3.3 K, минимум температуры составляет 235.8 K, максимум – 257.1 K. В зоне динамического влияния северной части Приморского разлома регистрируются повышенные значения радиационной температуры земной поверхности, варьирующиеся от 246 до 251 K. Аномальные повышения температуры земной поверхности до 253.3 K локализуются северо-западнее Приморского разлома, образуя северную термозону с минимумами (239.7–243.3 K) в долинах рек Левая Иликта и Правая Иликта с их притоками.

На участке № 2 (координаты углов: западный – 107.39582°, 54.37529°, северный – 108.33499°, 54.51179°, восточный – 108.84553°, 53.45182°, южный – 107.93161°, 53.31736°) в пределах береговой зоны северо-западного побережья оз. Байкал главными структурами являются Кочериковский и Северобайкальский разломы. Среднее значение яркостной температуры на полигоне составляет 242.6±2.3 K, минимум температуры составляет 228.3 K, максимум – 251.7 K. Прибрежные термомаксимумы вытянуты вдоль зон упомянутых дизъюнктивов и расположены на высотах 620–1200 м, местами растягиваясь до абсолютных отметок 1600 м. В прибрежных сегментах участка на высоте около 500 м расположены минимумы в разветвлении р. Кочерикова вблизи одноименной деревни (236.4 K) и ур. Малое Кочериково (236.4 K), а также в глубинной части материка к северу от д. Кочерикова на пер. Плоский (236.4 K).

Участок № 3 (координаты углов: западный – 108.36664°, 55.40599°, северный – 109.32627°, 55.54881°, восточный – 109.60355°, 55.01262°, южный – 108.64977°, 54.87148°) ограничен предполагаемым Болсодейским разломом с южной стороны и Кичерским – с северной. Также на его территории расположены крупные дизъюнктивы – Северобайкальский, Болсодей-Рельский, Акитканский. Среднее значение яркостной температуры на полигоне составляет 245.1±1.6 K, минимум – 238.3 K, максимум – 251.8 K. На данном участке многие разломы совпадают с повышенными значениями изучаемого параметра. Термоминимумы фиксируются в северо-восточной части участка на заболоченных территориях междуречий Слюдянки, Рели и Горемыки и на большей части площади между разломами Болсодей-Рельским и Акитканским (Краевым).

Анализ распределения изучаемого параметра на всех трех участках и их сопоставление с изображениями земной поверхности, полученными с космических снимков, показывают, что значительная часть территории, на которой зарегистрирована яркостная температура земной поверхности со значениями выше среднего, покрыта густой лесной растительностью. Так, например, на участке № 1 на высоте 1100 м повышенные значения (251.1–251.7 K) яркостной температуры земной поверхности сосредоточены в горных лесных массивах, местами спускаясь до изогипсы 900 м. Для проверки этого вывода на данной территории в качестве дополнительного материала использованы мультиспектральные продукты SPOT6 с комбинацией каналов 4-3-2 **[5]**, позволяющие выделять зоны с густой растительностью, где хвойная проявляется темно-красными и коричневыми тонами. Залесенные территории участка № 2 выделяются повышенными значениями яркостной температуры земной поверхности (247.3–247.8 K) как в зонах динамического влияния разломов, так и вне их на Сибирской платформе. На участке № 3 показательным является обширный по площади термоминимум, совпадающий с высокими незалесенными вершинами и склонами Байкальского хребта, что свидетельствует о том, что абсолютные отметки рельефа в меньшей степени влияют на особенности распределения уходящего теплового инфракрасного излучения по сравнению с другими факторами.

Таким образом, ряд крупных разломов северо-западного побережья озера Байкал ассоциируется с аномалиями теплового инфракрасного излучения, однако последние практически всегда совпадают с густой залесенностью этих территорий. Так как повышенные значения яркостной температуры появляются и вне зон дизъюнктивов, в местах плотной, преимущественно хвойной растительности и отсутствуют в пределах голых склонов и вершин Байкальского хребта, при исследовании распределения приразломной составляющей теплового баланса земной поверхности на горных залесенных территориях следует учитывать густоту растительности как один из ключевых факторов влияния на тепловое инфракрасное излучение.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ и правительства Иркутской области в рамках научного проекта № 20-45-385001 р_Наставник.

[1] *Meyer D., Siemonsma D., Brooks B., Johnson L.* Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Level 1 Precision Terrain Corrected Registered At-Sensor Radiance (AST_L1T) Product, algorithm theoretical basis document. U.S. Geological Survey Open-File Report 2015-1171, 44 p. doi:10.3133/ofr20151171.

[2] *Горный В.И., Селезнев Г.А., Тронин А.А.* Применение тепловой космической съемки для поисков слаботермальных вод // Разведка и охрана недр. 2016. № 1. С. 49–57.

[3] *Горный В.И., Шилин Б.В., Ясинский Г.И.* Тепловая аэрокосмическая съемка. М.: Недра, 1993. 128 с.

[4] *Госсорг Ж.* Инфракрасная термография. Основы, техника, применение. М.: Мир, 1988. 416 с.

[5] *Жиленев М.Ю.* Обзор применения мультиспектральных данных ДЗЗ и их комбинаций при цифровой обработке // Геоматика. 2009. № 3. С. 56–64.

[6] *Лунина О.В.* Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры Юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 3. С. 407–434. doi: 10.5800/GT-2016-7-3-0215.

[7] *Лысак С.В.* Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука. СО, 1988. 200 с.

[8] *Хмелевской В.К.* Геофизические методы исследования земной коры. Курс лекций. Международный университет природы, общества и человека «Дубна», 1997. Режим доступа: http://geo.web.ru/db/msg.html?uri=page47.html&mid=1161636.

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

2020. Выпуск 18. С. 64–65

ИНТЕНСИВНОСТЬ ИЗМЕНЕНИЯ МИНЕРАЛОВ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ В РЕЗУЛЬТАТЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ПРОЦЕССОВ МЕТАСОМАТОЗА НА ПРИМЕРЕ ТРУБОК МИР И ОБНАЖЕННАЯ, ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

С.С. Воробей[1, 2], В.К. Гаранин[1, 3]

[1] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, patesonchic77@mail.ru
[2] Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, patesonchic77@mail.ru
[3] Москва, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, vgaranin@mail.ru

Ксенолиты глубинных пород, встречающиеся в кимберлитах, являются уникальным источником информации о составе, строении и эволюции мантийной литосферы континентов и протекающих в ней процессах. Установлено, что ксенолиты ультраосновных и основных мантийных пород, в том числе алмазоносных, часто несут следы метасоматических преобразований различной интенсивности, указывающие на сложную историю их эволюции. Эти процессы могут протекать как в пределах мантии, так и во время транспортировки к поверхности кимберлитовыми расплавами, нередко имеют многоэтапный характер, накладываясь друг на друга **[1–16]**.

Цель данной работы – установление особенностей минералогических и физико-химических условий различных этапов метасоматического изменения минералов и пород литосферной мантии в районах высокоалмазоносной кимберлитовой трубки Мир и неалмазоносной трубки Обнаженная (Якутия), а также выявление влияния метасоматических процессов на сохранность алмазов в кимберлитовых породах этих трубок из ксенолитов перидотитового, пироксенитового и эклогитового парагенезиса пород, в которых выявлены многочисленные структуры распада в гранатах и пироксенах, келифитовые каймы по периферии и трещины внутри главных породообразующих минералов, которые часто заполнены серпентином, хлоритом и карбонатами или аналогичны составу келифитовых кайм.

Появление структур распада свидетельствует о том, что происходит постепенный подъем магмы и длительное пребывание в условиях окислительного потенциала в глубинах мантии. По мере подъема кимберлита к поверхности по периферии граната и других минералов формировались келифитовые каймы, которые различны между собой по составу и мощности, что влияет на их природу образования и дальнейшую связь с алмазоносностью.

Келифитовые каймы на минералах в высокоалмазоносной кимберлитовой трубке Мир имеют тонкоагрегатное строение без хорошо выраженных слоев, тогда как в неалмазоносной кимберлитовой трубке Обнаженная каймы на минералах сложены в виде мощных переслаивающихся между собой пластинок/либо чешуек.

Возможно, образование келифитовых кайм могло происходить несколькими путями: с одной стороны, в процессе выноса ксенолитов наблюдались тонкие, без хорошо выраженных слоев келифитовые каймы, которые сформировались при более высоких температурах и давлениях за счет большей энергетической силы. При этом длительной остановки в промежуточной камере не наблюдалось. Чаще всего такие каймы отмечались в образцах алмазоносной кимберлитовой трубки Мир.

С другой стороны, наблюдаются ксенолиты с мощными келифитовыми каймами и хорошо выраженными слоями. Это может свидетельствовать о более длительном нахождении минералов в промежуточной камере и воздействии активного флюидного метасоматоза. Такие каймы распространены в изученной нами неалмазоносной кимберлитовой трубке Обнаженная. В близповерхностных условиях по прожилкам и трещинам отмечается серпентин, хлорит и карбонат.

Результаты сравнительного изучения характеристик изменения мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок Мир и Обнаженная позволили выявить процессы, которые могли отрицательно повлиять на сохранность самого алмаза и образование алмазоносных кимберлитовых

трубок. Эти процессы включают образование высокотитанистых минералов в структурах распада, наличие мощных келифитовых кайм, а также интенсивные близповерхностные процессы, которые проявлены в виде трещин внутри главных породообразующих минералов (серпентин-карбонат-хлоритового состава).

[1] *Алифирова Т.А.* Продукты распада твердых растворов в гранатах и пироксенах (на материале мантийных ксенолитов из кимберлитов): Дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2015. 247 с.

[2] *Бобров А.В., Гаранин В.К., Никифорова А.Ю.* Мантийные породы кимберлитовой трубки Обнаженной (Якутия). Статья 2. Условия образования и эволюция минеральных парагенезисов // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2003. Т. 78. Вып. 4. С. 78–85.

[3] *Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Серенко В.П., Сошнина Л.Т.* Минералогия ильменитовых гипербазитов кимберлитовой трубки Мир // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1983. № 2. С. 84–95.

[4] *Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Перминова М.С.* Практические аспекты методики модального анализа на электронно-зондовых приборах для изучения минералов и горных пород // Записки ВМО. 1981. Т. 110. № 5. С. 613–624.

[5] *Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т.* Ильменит из кимберлитов. М.: Изд-во МГУ, 1984. 240 с.

[6] *Костровицкий С.И., Специус З.В.* Атлас коренных месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции. Мирный: ООО «МГТ», 2015. 480 с.

[7] *Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Бойд Ф.Р., Пирсон Г.Д., Шимизу Н.* Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема происхождения // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 1. С. 71–84.

[8] *Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н.* Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Научный мир, 2006. 210 с.

[9] *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.

[10] *Соловьева Л.В., Ясныгина Т.А., Егоров К.Н.* Метасоматические парагенезисы в глубинных ксенолитах из трубок Удачная и Комсомольская-Магнитная – индикаторы переноса флюидов через мантийную литосферу Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1698–1721.

[11] *Соловьева Л.В., Егоров К.М., Маркова М.Е., Харькив А.Д., Пополитов К.Э., Воронкевич В.Г.* Мантийный метасоматизм и плавление в глубинных ксенолитах из трубки Удачная, их возможная связь с алмазо- и кимберлитообразованием // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 172–193.

[12] *Шарыгин И.С.* Акцессорные минералы ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): происхождение и петрогенетичекое значение: Дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2014. 248 с.

[13] *Harte B.* Mantle peridotites and processes – the kimberlite sample // Continental basalts and mantle xenoliths / Ed. C.J. Hawkesworth, M.J. Norry. Nantwich: Shiva Publishing Ltd, 1983. P. 49–61.

[14] *Dawson J.B.* Kimberlites and their xenoliths. Berlin: Springer, 1980. 252 p.

[15] *Dawson J.B.* Contrasting types of upper mantle metasomatism // Kimberlites. II: The mantle and crust-mantle Relationships / Ed. J. Kornprobst. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 289–294.

[16] *Taylor L.A., Snyder G.A., Keller R., Remley D.A., Anand M., Wiesli R., Valley J., Sobolev N.V.* Petrogenesis of group A eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2003. V. 145. P. 424–443.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 66–68

МАГМАТИЗМ ДЕВОНСКОЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА РАЗНОМАСШТАБНОГО ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

А.А. Воронцов[1, 2], В.В. Ярмолюк[3], С.И. Дриль[1], Р.Э. Эрнст[4, 5], О.Ю. Перфилова[6], О.М. Гринёв[4], Т.Ю. Комарицына[1]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, voront@igc.irk.ru
[2] Иркутск, Иркутский государственный университет, voront@igc.irk.ru
[3] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, volya@igem.ru
[4] Томск, Национальный исследовательский Томский государственный университет, tomskgrom@yandex.ru
[5] Оттава, Канада, Карлтонский университет, richard.ernst@ernstgeosciences.com
[6] Красноярск, Сибирский федеральный университет, perfil57@mail.ru

Девонская Алтае-Саянская рифтовая система (АСРС) занимает площадь около 300000 км^2 и включает в себя континентальные прогибы и соответствующие им магматические ареалы: Делюно-Юстыдский, Тувинский, Минусинский, Канский, Агульский, Кузнецкого Алатау и Северо-Западной Монголии.

В пределах АСРС общий объем магматических пород, которые слагают разнородные ассоциации, составляет около 120000 км^3. Наиболее широко проявилась базальтовая ассоциация, представленная умеренно-щелочными базальтами и базальтовыми трахиандезитами. Широкое распространение имеют также бимодальная трахибазальт-пантеллеритовая со щелочными гранитами и щелочная ассоциация с участием фельдшпатоидсодержащих пород **[1]**. Локальное развитие получила ультрамафит-мафитовая ассоциация, представленная пикритами и пикродолеритами **[2]**. Наряду с такими ассоциациями, типичными для внутриплитных обстановок и зон континентального рифтогенеза, здесь также возникла непрерывная базальт-андезит-дацит-риолитовая ассоциация и ассоциация фельзических пород **[3]**, характерные для активных континентальных окраин. Формирование АСРС происходило в интервале 407–395 млн лет назад (ссылки в работе **[4]**) и предшествовало конвергентным процессам, которые начались на рубеже 395 млн лет на западной окраине Сибирского палеоконтинента **[5]**.

Породы базальтовой ассоциации, изученные на примере Копьёвского и Новосёловского поднятий Минусинского прогиба, близки к базальтам активных континентальных окраин. Они характеризуются низким содержанием Nb и Ta относительно La $(Ta/La)_n$ ~0.33), а также низкими Zr, Hf и Ti. Однако они отличаются от IAB более высокими содержаниями всех несовместимых элементов и в этом отношении отвечают составу OIB.

Базальтоиды непрерывной ассоциации Батеневского поднятия Минусинского прогиба проявляют сходство с породами базальтовой ассоциации. Они также обогащены несовместимыми элементами, но обладают более яркой положительной аномалией Ba. Базальты разделяются на низко-Ti и умеренно-Ti разновидности. Первые отличаются от вторых более низкими содержаниями несовместимых элементов, кроме Ba и Sr, но близки к ним по характеру фракционирования REE: $(La/Yb)_n$ ~6 и ~7 соответственно. В трахиандезитах, трахитах и трахириодацитах этой ассоциации по сравнению с базальтами происходит накопление Rb, высокозарядных элементов Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, но возникает дефицит Sr, P и Ti. Риолиты (SiO_2>74 мас. %) обеднены несовместимыми элементами и близки к среднему составу верхней континентальной коры. Спектры REE в них характеризуются отсутствием фракционирования в области HREE, что типично для риолитов А-типа.

Нефелиниты, тефриты, фонотефриты и тефрифонолиты щелочной ассоциации Горячегорского плато Минусинского прогиба по содержаниям Nb, Ta, LREE, MREE близки к OIB. Nb-Ta минимум проявлен крайне слабо. В то же время они характеризуются аномально высокими содержаниями Rb, Ba, Th, U, Sr, HREE, превышающими содержания в OIB. При этом они диф-

ференцированы по титану (TiO_2 0.4–1.9 мас. %). По сравнению с вулканитами плагиоклазовые ийолиты обеднены несовместимыми элементами, за исключением Rb, Sr, P и U **[1]**. В отличие от них, в фонолитах, щелочных трахитах происходит рост содержаний большинства несовместимых элементов кроме Ba, Sr, P и Ti. HSFE и REE существенно превышают концентрации этих элементов в породах верхней континентальной коры. Фойяиты в целом близки к составу фонолитов и щелочных трахитов, отличаясь от них повышенными содержаниями Ba, но низкими Ti, Zr, Hf, MREE и HREE.

В бимодальной ассоциации Озёрной зоны Северо-Западной Монголии базальты с высоким титаном обогащены LREE – $(La/Yb)_n$ ~11, HSFE и схожи по составу с OIB. В пантеллеритах и щелочных гранитах Халдазан-Бурегтейского массива (SiO_2 от 68 до 70 мас. %) концентрации редких литофильных элементов, за исключением Ba, Sr, P и Ti **[6]**, резко превышают концентрации в коровых породах. Кроме того, в этих породах, в отличие от непрерывной ассоциации, существует четкий минимум Eu ($(Eu/Eu^*)_n$~0.15), который указывает на ведущую роль фракционирования плагиоклаза в их образовании.

Породы разных ассоциаций имеют определенные различия по изотопному составу Sr и Nd. Все породы базальтовой и непрерывной ассоциации по сравнению с породами бимодальной ассоциации обогащены радиогенным стронцием (εSr(395) более 5.1) и обеднены радиогенным неодимом (εNd(395) менее 6.2). В непрерывной ассоциации умеренно-Ti базальты характеризуются относительно более деплетированным составом стронция (εSr(395) от 5.7 до 6.0) по сравнению с низкотитанистыми базальтами (εSr(395) от 7.0 до 8.0). Высоко-Ti базальты бимодальной ассоциации характеризуются более низкими содержаниями радиогенного стронция (εSr(395) от –13.6 до 1.2), но обогащены радиогенным неодимом (εNd(395) от 6.1 до 7.7). Во всех ассоциациях фигуративные точки изотопных (Sr, Nd) составов мафитов смещены от линии мантийной корреляции в сторону субстратов, обогащенных радиогенным стронцием. Наибольшие отклонения наблюдаются в умеренно-Ti и низко-Ti базальтах базальтовой, непрерывной и щелочной ассоциаций и сопровождаются появлением в них субдукционных геохимических меток, в частности пониженных содержаний Nb и Ta. Высоко-Ti базальты бимодальной ассоциации в меньшей степени отклоняются от линии мантийной корреляции, что позволяет говорить о меньшей контаминации их расплавов веществом литосферы. В непрерывной ассоциации трахиты и трахириодациты по своим изотопным параметрам близки к составу низко-Ti базальтов. Что касается риолитов с низкими содержаниями редких литофильных элементов, то именно в этих породах εSr(395) возрастает до 20.6 при слабом уменьшении εNd(395) – от 1.8 до 1.5, что указывает на добавление вещества с коровыми изотопными метками к продуктам дифференциации базальтовых магм. Щелочные гранитоды Халдазан-Бурегтейского массива по своим изотопным характеристикам близки к составу высоко-Ti базальтов и, соответственно, общему для них мантийному источнику. В частности, это определяет ведущую роль фракционной дифференциации исходных базитовых магм до щелочно-гранитоидных расплавов.

Геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd характеристики пород предполагают:

1) в период формирования магматических ассоциаций АСРС магмы мантийного плюма активно взаимодействовали с региональной литосферной мантией, которая была метасоматизирована во время предшествующих каледонских аккреционных и субдукционных событий;

2) в строении АСРС участвуют разнообразные магматические ассоциации, пестрота составов которых определялась разными масштабами коромантийного взаимодействия;

3) магматические комплексы АСРС близки к комплексам крупных изверженных провинций (ЛИП) с учетом тройного соединения грабенов, короткого интервала формирования и большого объема продуктов магматизма, широкого развития базальтов с разными содержаниями несовместимых элементов и участия пикритов. Мафические породы АСРС отвечают характеристикам базальтов ЛИП, которые включают в себя группы с высокими, средними и низкими содержаниями титана и различными концентрациями несовместимых элементов, отражая разнородный состав источников.

Исследование проведено в рамках госзадания по проекту № 0350-2019-0008 и при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00300).

[1] *Врублевский В.В., Гринев О.М., Изох А.Э., Травин А.В.* Геохимия, изотопная (Nd-Sr-O) триада и ^{40}Ar-^{39}Ar возраст палеозойских щелочно-мафитовых интрузий Кузнецкого Алатау (на примере Белогорского плутона) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 464–472.

[2] *Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А.* Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 10–31.

[3] *Крупчатников И.И., Врублевский В.В., Крук Н.Н.* Геохимия, изотопный (Sr, Nd, O) состав и петрогенезис раннедевонских вулканитов юго-восточной части Горного Алтая (аксайский комплекс) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 8. С. 905–924.

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

[5] *Kuibida M.L., Murzin O.V., Kruk N.N., Safonova I.Y., Sun M., Komiya T., Wong J., Aoki S., Murzina N.M., Nikolaeva I., Semenova D.V., Khlestov M., Shelepaev R.A., Kotler P.D., Yakovlev V.A., Naryzhnova A.V.* Whole-rock geochemistry and U-Pb ages of Devonian bimodal-type rhyolites from the Rudny Altai, Russia: Petrogenesis and tectonic settings // Gondwana Research. 2020. V. 81. P. 312–338.

[6] *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Ханчук А.И.* Вариации источников магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов (Западная Монголия) по изотопным (неодим, стронций и кислород) и геохимическим данным // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 563–585.

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

2020. Выпуск 18. С. 69–71

ПЕРМО-ТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ АССОЦИАЦИИ АЛТАЯ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС

О.А. Гаврюшкина, Н.Н. Крук

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,
gavryushkina@igm.nsc.ru, kruk@igm.nsc.ru

Происхождение внутриплитных гранитоидов притягивает внимание исследователей из-за сложных механизмов их образования и неоднозначности источников вещества и энергии. Большинство исследователей сходятся во мнении, что среди внутриплитных гранитоидов преобладают разновидности А-типа, в то время как в гранитоидах, сформированных в складчатых поясах, преобладают гранитоиды I- и S-типа, которые обладают «коровыми» геохимическими и изотопными характеристиками и часто содержат минерализацию Sn, W, Mo, Li и Be. Породы базитового состава присутствуют в резко подчиненных количествах, а свидетельства прямого участия мантийных магм в формировании гранитоидов редки. Следовательно, есть все основания полагать, что материал континентальной коры может играть важную роль в источнике внутриплитных гранитоидов и что формирование внутриплитных габбро-гранитных серий может быть связано с несколькими петрогенетическими механизмами. В данной работе предпринята попытка реконструировать петрогенетические модели формирования внутриплитных гранитов на примере пермо-триасовых гранитоидных серий Российского Алтая.

Территория Алтайского региона является составной частью Центрально-Азиатского складчатого пояса и состоит из множества микроконтинентов, фрагментов островных дуг и океанической коры. Детально особенности строения и геологической истории региона подробно изложены в **[1–4]**.

Пермо-триасовые магматические комплексы Российского Алтая считаются составной частью Сибирской крупной изверженной провинции, обусловленной активностью суперплюма **[5]**. На территории Алтая насчитывается около десятка субсинхронных гранитоидных и габбро-гранитных комплексов, для которых, однако, характерны различные петрографические и геохимические характеристики **[6, 7]**. Среди них выделяют габбро-гранитные серии, включающие монцодиориты и сиениты, гранодиорит-гранитные интрузии, а также массивы биотитовых и двуслюдяных гранит-лейкогранитов повышенной редкометалльности. Большинство интрузивов пространственно связаны с крупными разломами или узлами их пересечения, обычно сопровождаются ареалами ороговикования и обычно «запечатывают» разломные зоны, т.е. не имеют признаков катаклаза и огнейсования. Детальное описание рассматриваемых нами Айского, Теранджикского и Тархатинского габбро- и сиенит-гранитных массивов, Атуркольского и Саввушинского гранодиорит-гранитных интрузивов, а также гранит-лейкогранитных Белокурихинского, Верхнещебетинского и Синюшенского массивов приведено в **[8–10]**.

Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопных исследований слюд и амфиболов из пород этих массивов демонстрируют достаточно узкий временной интервал формирования гранитоидов (254–244 млн лет) и указывают на их синхронность с формированием LIP Сибирской платформы **[11]**.

Пермо-триасовые магматиты Алтая характеризуются широким разнообразием составов. При этом гранитоиды в большинстве своем относятся к породам нормальной щелочности, в то время как более основные разности (габброиды, монцодиориты, сиениты), за исключением пород Саввушинского массива, отвечают умеренно-щелочной серии (в целом все породы обогащены калием). Лейкократовые породы (граниты и лейкограниты) рассматриваемых массивов в той или иной мере пересыщены глиноземом, в то время как среди менее кремнекислых разностей (кварцевых монцодиоритов, гранодиоритов и т.д.) преобладают метаглиноземистые образования. Породы Теранджикского и Тархатинского массивов характеризуются невысокой железистостью, тогда как гранитоиды синюшенского комплекса (Синюшенский и Саввушинский

массивы), напротив, железистые. Породы остальных массивов (Белокурихинского, Атуркольского и Айского) занимают промежуточное положение.

Для пород рассматриваемых массивов характерны вышекларковые концентрации щелочно-земельных металлов, REE и HFSE, причем в максимальной степени эти особенности проявлены в наименее кремнекислых разностях (кварцевые монцодиориты и сиениты). В гранитоидах гранит-лейкогранитных ассоциаций также повышены содержания F, Li, Rb и Cs. На классификационных диаграммах Вэйлена породы большинства интрузивов занимают промежуточное положение между породами A-, I- и S-типа.

Особенности состава породообразующих и акцессорных минералов пермо-триасовых гранитоидов Алтая являются чуткими индикаторами условий и тектонической обстановки их формирования. Минералого-петрографические особенности пород пермо-триасовых гранитоидных серий Алтая свидетельствуют о сложной многостадийной истории их формирования. В каждой рассматриваемой интрузивной серии выделяется две группы пород, более и менее кремнекислые в габбро-гранитных сериях и породы ранних и поздних фаз в гранит-лейкогранитных ассоциациях. Особенности состава биотитов рассматриваемых массивов указывают на существенный вклад корового материала в формирование гранитоидных расплавов (в большей мере это касается пород более поздних фаз) и на окислительные условия их кристаллизации, что также подтверждается повышенными концентрациями марганца в ильмените. Как правило, в наиболее кислых разновидностях пород присутствует акцессорный титанит, а в более основных породах – ильменит, при этом по онтогеническим взаимоотношениям этих минералов устанавливается процесс замещения ильменита титанитом, что однозначно свидетельствует о смене окислительно-восстановительных условий, а также влиянии флюидной составляющей на заключительных этапах формирования интрузий.

Тархатинский, Теранжикский, Белокурихинский, Верхнещебетинский и Синюшенский массивы залегают среди осадочных или метаосадочных толщ, Айский массив локализован в Каимском аллохтоне с существенно вулканическим разрезом коры, а Саввушинский – в Рудноалтайском блоке, имеющем мощное метабазитовое основание. При сопоставлении особенностей редкоэлементного состава субэвтектических разностей гранитоидов с составом верхней коры вмещающих геоблоков устанавливается общий геохимический «профиль».

Таким образом, есть все основания утверждать, что главным источником вещества пермо-триасовых внутриплитных гранитоидов Алтая были породы континентальной коры, при этом плавление пород коры происходило под воздействием тепла и флюидов, отделяющихся от мантийных очагов. В случае габбро- и сиенит-гранитных ассоциаций имело место масштабное смешение мантийных магм с коровыми выплавками, в гранодиорит-гранитных и граносиенит-гранитных сериях масштабы этого смешения были существенно меньше. Для гранит-лейкогранитных серий основным механизмом формирования были флюидный синтексис и глубокая дифференциация расплавов.

[1] *Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.

[2] *Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонббатор Д., Куликова А.В., Минг Чен, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э.* Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1627.

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

[4] *Jahn B.M., Wu F.Y., Chen B.* Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // Episodes. 2000. V. 23. P. 82–92.

[5] *Добрецов Н.Л.* Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // ДАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 220–223.

[6] *Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П., Халилов В.А., Костицын Ю.А., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Выставной С.А., Крук Н.Н., Титов А.В.* Позднепалеозойский – раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 4. С. 715–729.

[7] *Шокальский С.П., Бабин Г.Л., Владимиров А.Г. и др.* Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 188 с.

[8] *Крук Н.Н., Титов А.В., Пономарева А.П., Шокальский С.П., Владимиров А.Г., Руднев С.Н.* Внутреннее строение и петрология Айской сиенит-граносиенит-гранитной серии (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 8. С. 1072–1084.

[9] *Крук Н.Н., Гаврюшкина О.А., Шокальский С.П., Травин А.В.* Минералогия, геохимия и условия формирования пермо-триасовых внутриплитных гранитоидов Синюшенского массива (Горный Алтай) // Литосфера. 2016. № 2. С. 5–23.

[10] *Крук Н.Н., Гаврюшкина О.А., Руднев С.Н., Шокальский С.П., Васюкова Е.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Ковач В.П., Крук Е.А.* Петрология и возраст гранитоидов Атуркольского массива (Горный Алтай): к проблеме формирования внутриплитных гранитоидов // Петрология. 2017. № 3. С. 313–332.

[11] *Gavryushkina O.A., Travin A.V., Kruk N.N.* Duration of granitoid magmatism in peripheral parts of large igneous provinces (based on $^{40}Ar/^{39}Ar$ isotopic study of Altai Permian-Triassic granitoids // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. P. 1035–1047.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 72–74

ОТРАЖЕНИЕ ОСНОВНЫХ СОБЫТИЙ ОРОГЕНЕЗА В U-Pb ВОЗРАСТЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ (НА ПРИМЕРЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

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

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

Южный фланг Сибирской платформы представляет собой интересный объект для изучения орогенных процессов докембрия и фанерозоя. Раннепротерозойские орогенные пояса в его структуре отражают процессы становления фундамента платформы (Сибирского кратона) и вхождение кратона в суперконтинент Колумбия **[1–4]**, а орогенные события венда – раннего палеозоя фиксируют ранние стадии заложения и развития Центрально-Азиатского складчатого (орогенного) пояса (ЦАСП) **[5]**.

Для решения вопроса о том, каким образом эти орогенные события могли отразиться в возрастных спектрах детритовых цирконов из палеозойских осадочных пород чехла Сибирской платформы, были изучены коренные выходы и отобраны пробы песчаников из разрезов братской (O_3) (обр. 1838), кежемской (S_1) (обр. 1833) и баероновской (C_1) (обр. 1826) свит. Детальное описание этих стратоподразделений приведено в работе **[6]**.

U-Pb изотопный анализ цирконов был выполнен методом лазерной абляции на масс-спектрометре Element XR (Thermo Fisher Scientific), соединенном с приставкой для лазерного прибора UP-213 с длиной волны излучения 213 нм (New Wave Research), в Геологическом институте СО РАН **[7]**. При анализе проводилось измерение изотопных отношений в цирконе без какого-либо их предварительного отбора по размеру или морфологии. Обработка выполненных измерений проводилась в программах GLITTER **[8]** и ISOPLOT **[9]**. В интерпретации учитывались только оценки возраста, дискордантность которых не превышает 10 %.

Для пробы № 1838 (братская свита) по 102 зернам циркона были получены конкордантные значения возраста, имеющие отчетливое бимодальное распределение, где большинство оценок возраста (80 значений) отвечают интервалу 1.7–2.0 млрд лет с основным пиком на 1835 млн лет. По шести зернам получены неоархейские значения (2.5–2.8 млрд лет), а наиболее древний циркон имеет палеоархейский возраст (3325 млн лет). Совокупность этих датировок характерна для пород фундамента южного фланга Сибирской платформы **[10]**. Кроме этого, в образце обнаружены единичные зерна циркона раннего неопротерозоя (3 зерна с возрастом 928, 891 и 812 млн лет) и раннего палеозоя (13 зерен с возрастом от 529 до 432 млн лет и пиком на 450 млн лет). Два этих кластера не характерны для фундамента и, по-видимому, отражают вклад образований ЦАСП в породы чехла Сибирской платформы.

Для пробы № 1833 (кежемская свита) конкордантные значения возраста были получены по 101 зерну циркона. Наиболее древний циркон имеет возраст 3082 млн лет. Отдельные зерна циркона имеют неоархейский и ранний палеопротерозойский возраст. Большинство полученных датировок (62 значения) отвечают интервалу 1.7–2.0 млрд лет, с пиком на 1820 млн лет. Кроме этого, обнаружены единичные зерна циркона с неопротерозойским возрастом (903, 762 и 619 млн лет) и значительная популяция цирконов (27 зерен) с раннепалеозойским возрастом (503–430 млн лет) и пиком на 450 млн лет, характерными для пород ЦАСП.

Для пробы № 1826 (баероновская свита) получено 107 конкордантных значения возраста, среди которых большинство датировок (68 значений) отвечают интервалу 1.7–2.1 млрд лет и образуют основной пик с отметкой 1860 млн лет. Отдельная группа цирконов (17 зерен) заполняет нео- и мезоархейский интервал, наиболее древний циркон имеет палеоархейский (3289 млн лет) возраст. Более молодые группы датировок образуют два кластера (7 зерен и 4 зерна), которые обеспечивают раннепалеозойские пики с отметками 492 и 455 млн лет соответственно, характерные для геологических комплексов ЦАСП.

Полученные результаты позволили сделать следующие выводы:

1. Основным источником обломочного материала в раннепалеозойские терригенные толщи чехла южного фланга Сибирской платформы являлись раннедокембрийские комплексы фундамента платформы, о чем свидетельствует то, что из 310 конкордантных значений, полученных по цирконам из трех проанализированных проб, 216 зерен отвечают интервалу 3325–1675 млн лет **[10]**.

2. Среди зерен циркона палеопротерозойского возраста в каждой из проанализированных проб могут быть выделены три возрастных кластера: ~2.00–1.90; ~1.88–1.84 и ~1.75–1.70 млрд лет. Источником циркона первой группы являлись метаморфические и магматические синколлизионные комплексы орогенного этапа, ответственного за образование Сибирского кратона. В более молодом кластере значений 70 % зерен имеют возраст, отвечающий интервалу 1.88–1.84 млрд лет, что указывает на наибольший вклад в раннепалеозойский платформенный чехол продуктов разрушения богатых цирконом гранитоидов Южно-Сибирского постколлизионного пояса **[11]**. Третья группа палеопротерозойских цирконов (1.75–1.70 млрд лет) отражает событие внутриконтинентального растяжения, которое на площади кратона маркируется многочисленными дайковыми роями и внутриконтинентальными гранитоидными комплексами **[12]**.

3. Единичные зерна циркона неопротерозойского возраста (2 % от числа проанализированных) отражают минимально проявившийся вклад в разрезы осадочного чехла продуктов разрушения пород террейнов различной природы, существовавших в Палеотетисе и в Палеоазиатском океане до начала раннепалеозойской орогении вдоль южного фланга Сибирской платформы **[3]**.

4. Существенную роль в формировании осадочного чехла в раннем палеозое играл снос в бассейн седиментации обломочного материала, образовавшегося за счет разрушения пород ЦАСП. Выявленные пики оценок возраста детритового циркона отвечают ранним орогенным событиям (490 млн лет) и масштабным процессам гранитообразования, проявившимся на стадии постколлизионного растяжения (450 млн лет) **[5, 13, 14]**. В целом, весь интервал от 490 до 450 млн лет может быть охарактеризован как время проявления наиболее ранних, масштабных орогенных событий, завершившихся формированием Прибайкальского коллизионного пояса вдоль южной окраины платформы **[5]**.

Таким образом, можно отметить, что в осадочных породах чехла Сибирской платформы в его юго-западной части обнаружены наглядные свидетельства двух глобальных орогенных событий: палеопротерозойского (2.00–1.85 млрд лет), ответственного за формирование структуры большинства древних кратонов, в том числе и Сибирского, и раннепалеозойского (490–450 млн лет), положившего начало заложению и развитию Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00266) и правительства Российской Федерации (проект № 075-15-2019-1883).

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

[2] *Evans D.A.D., Mitchell R.N.* Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic – Mesoproterozoic supercontinent Nuna // Geology. 2011. V. 39. P. 443–446.

[3] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H.* U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: New insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean // Gondwana Research. 2019. V. 65. P. 1–16.

[4] *Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J.* Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // Precambrian Research. 2015. V. 267. P. 39–71.

[5] *Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г.* Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // ДАН. 2000. Т. 374. № 1. С. 79–83.

[6] *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.

[7] *Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А.* U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ_3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.

[8] *Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: current practices and outstanding issues / Ed. P.J. Sylvester. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. 2008. V. 40. P. 204–207.

[9] *Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 4. 2003. 74 p.

[10] *Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M.* Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2011. V. 19. P. 751–763.

[11] *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.

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

[13] *Руднев С.Н.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.

[14] *Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н.* Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // ДАН. 1999. Т. 369. № 6. С. 795–798.

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

2020. Выпуск 18. С. 75–77

ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГАББРОИДОВ КАЛИНОВСКИХ ОФИОЛИТОВ (САМАРКИНСКИЙ ТЕРРЕЙН ЮРСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ)

А.Н. Голич, С.В. Высоцкий

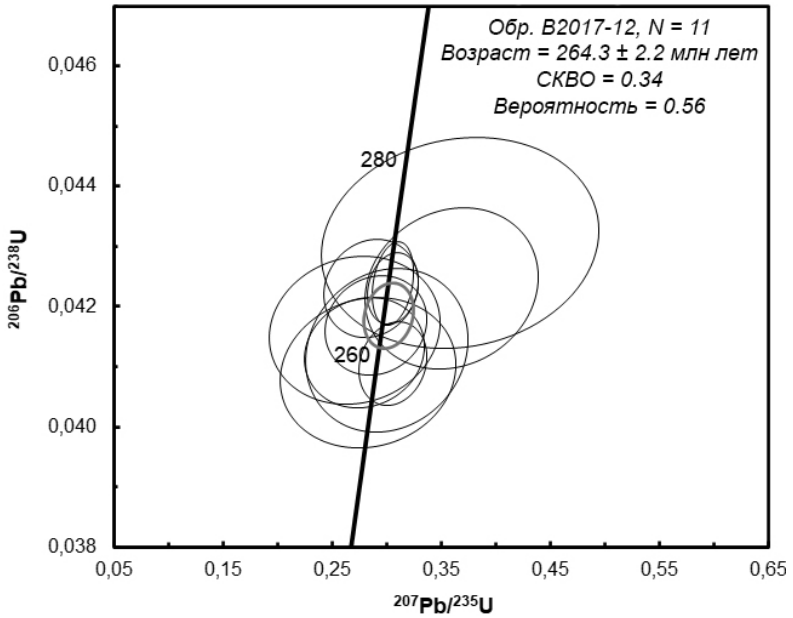
Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, agolich@mail.ru

В современной структуре Сихотэ-Алиня офиолитовые комплексы представляют собой серию габбро-гипербазитовых массивов в тектонической ассоциации с диабазами и кремнисто-вулканогенной толщей, прослеживающуюся на протяжении более 400 км от с. Владимиро-Александровского на юге до бассейна р. Бикин на севере. Большая часть этих массивов приурочена к верхнему структурному уровню Самаркинского террейна – фрагмента юрской аккреционной призмы, в котором выделяются два офиолитовых комплекса: Калиновский на юге и Бикинский на севере.

Калиновский комплекс протягивается цепью массивов на расстояние примерно 200 км с юга на север от с. Верхняя Бреевка до бассейна р. Откосной. Наиболее крупные из этих массивов (>20 км в длину) получили названия Бреевского, Чугуевского и Самаркинского. В пределах массивов сохранились относительно полные фрагменты разрезов, сложенные перидотит-троктолитовой ассоциацией офиолитов. Их нижняя часть представлена серпентинизированными дунитами и гарцбургитами. Выше залегают плагиоклазовые дуниты, верлиты, клинопироксениты, троктолиты и оливиновые габбро-нориты. Габброидную часть разреза слагают амфиболовые, двупироксеновые, клинопироксеновые габбро, а также плагиограниты. Вулканиты, тектонически ассоциирующие с породами Калиновского комплекса, представлены исключительно базальтами, в которых сохранились реликты пиллоу со стекловатыми корками закалки. Базальты седиментационно перекрываются осадочными породами, которые представлены гиалокластитами, эдафогенными образованиями, ленточными кремнями и известняками **[5]**. Существует две основные гипотезы формирования офиолитов Самаркинского террейна. Первая заключается в том, что эти массивы образовались в обстановке скольжения литосферных плит, а именно в структуре типа пулл-апарт **[1]**. Вторая говорит о том, что эти массивы сформировались как подводные океанические плато, рост которых был обусловлен внедрением мантийного плюма **[5]**.

По существующим представлениям, возраст офиолитов устанавливается в интервале конец девона – начало карбона. В кремнях, ассоциирующих с массивными базальтами, найдены конодонты конца девона, а в известняках на контакте с пиллоу-базальтами – фораминиферы визейского яруса карбона **[5]**. Абсолютный возраст габброидов района, определенный K-Ar методом, варьируется по разным источникам от 90 до 410 млн лет. По данным В.В. Голозубова, определение возраста мусковита и турмалина (в одной навеске) из графических пегматитов, прорывающих габброиды Чугуевского массива, дало цифру 406 млн лет **[2]**. Исследования А.И. Ханчука по определению возраста роговой обманки из пегматоидных габбро Бреевского массива установили цифру 410±9 млн лет **[3]**. Однако эти данные входят в противоречие с последними K-Ar датировками японских исследователей **[6]**, которые установили возраст 230 млн лет для роговой обманки из метагаббро, отобранного близ с. Медвежий Кут (р-н с. В. Бреевка). В связи с этим основной целью данной работы является определение времени формирования и палеогеодинамической природы Калиновского офиолитового комплекса, который играет важную роль для тектонических реконструкций региона.

В рамках геохронологического исследования пород Бреевского массива для U-Pb датирования в районе с. В. Бреевка из коренного обнажения, не имеющего непосредственных контактов с окружающими породами, был отобран образец гигантозернистого пегматоидного габбро (обр. B2017-12). Основная масса породы сложена плагиоклазом с порфировыми выделениями амфибола (куммингтонита), акцессорные минералы – кварц, мусковит, циркон, гидроокислы железа. Из вторичных минералов развиты пренит по плагиоклазу и хлорит по амфиболу.



Изотопная $^{207}Pb/^{235}U$ – $^{206}Pb/^{238}U$ диаграмма с конкордией и измеренными значениями изотопных отношений в зернах циркона из пегматоидного габбро B2017-12.

Методами магнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях были выделены зерна циркона, представленные обломками (реже призматическими зернами) прозрачных кристаллов с желтоватым оттенком, размером до 250 мкм. Призматические кристаллы в катодных лучах проявляют характерную для магматических цирконов ростовую зональность. Наиболее крупные зерна были отобраны для изотопного датирования в лаборатории аналитической химии аналитического центра ДВГИ ДВО РАН методом лазерной абляции (LA-ISP-MS) с использованием масс-спектрометра Agilent 7500a. Всего было проанализировано 22 точки из разных зерен цирконов, из них 17 анализов по $^{206}Pb/^{238}U$ дают средневзвешенный возраст в 252.7±3.8 млн лет (СКВО=1.7, вероятность = 0.042). На диаграмме с конкордией те же 17 определений образуют одну компактную область с конкордантным значением возраста 255.3±6.1 млн лет (СКВО=0.22). Более мелкие зерна цирконов были изучены на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. На изотопной диаграмме с конкордией, построенной по 11 определениям в 10 зернах циркона, область с конкордантным значением возраста соответствует 264.3±2.2 млн лет (СКВО=0.34, вероятность = 0.56) (рисунок). Средневзвешенный возраст по $^{206}Pb/^{238}U$ составил 264±2.1 млн лет (СКВО=1.1, вероятность = 0.36).

Для $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования пород Чугуевского массива в районе руч. Степанов 2-й был отобран образец полосчатого среднезернистого амфиболового габбро (обр. B2017-9A), состоящего из плагиоклаза, ортопироксена и бурой роговой обманки. В качестве второстепенных минералов присутствуют биотит и оливин, акцессорных – гидроокислы железа. В породе встречаются трещины, по которым развивается хлорит. Анализ проводился по плагиоклазу, амфиболу, биотиту, а также амфиболу и ортопироксену в одной навеске. Определение $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраста методом ступенчатого прогрева проведено в изотопной лаборатории ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы «Микромасс» (Англия) и на многоколлекторном масс-спектрометре Argus фирмы «GV-Instruments» (Англия) по методике, описанной в работе **[4]**. В аргоновом спектре плагиоклаза выделяется плато, соответствующее 77 % выделенного ^{39}Ar и отвечающее возрасту 154.5±5.3 млн лет. Однако на последней ступени образуется участок (псевдоплато), занимающий 33 % спектра и отвечающий возрасту 262.7±9.2 млн лет, при этом интегральный возраст составил 181.9±5 млн лет. В спектре амфибола и ортопироксена (в одной навеске) по мере увеличения доли выделенного ^{39}Ar вплоть до 60 % наблюдаются скачки возрастных значений. На пятой ступени, соответствующей последним 40 % выделенного ^{39}Ar, образуется псевдоплато, отвечающее возрасту 234.3±3.9 млн лет. Интегральный возраст составил 156.3±2.6 млн лет. В аргоновом спектре амфибола четко выделяется плато, которое соответствует 83 % выделенного ^{39}Ar и отвечает возрасту 254.1±4 млн лет. При этом получена близкая величина интегрального возраста (226.4±3.7 млн лет), что может свидетельствовать о хорошей сохранности изотопной системы. По биотиту возрастной спектр построить

не удалось из-за очень малой навески (0.04 мг). Исходя из полученных результатов, мы можем сделать вывод о том, что возраст изученного образца амфиболового габбро не менее 254.1±4 млн лет. Более молодые датировки, вероятно, являются отражением вторичных наложенных процессов.

К петрохимическим особенностям габброидов Бреевского массива можно отнести повышенное содержание титана (TiO_2 1.1–1.8 мас. %), низкие концентрации щелочей (Na_2O+K_2O до 2.5 мас. %) при широких вариациях магнезиальности (57–79 мас. %) и глиноземистости (15–26 мас. %). Чугуевские габброиды более щелочные (Na_2O+K_2O=2.35–4.80 мас. %), а также обладают пониженным содержанием CaO (6–11 мас. %). Анализ микроэлементного состава показал, что габброиды изученных массивов образуют единую серию, характеризующуюся постепенным накоплением элементов от менее щелочных бреевских к щелочным чугуевским габброидам. На мультиэлементных диаграммах, нормированных к N-MORB, выделяются минимумы по Th, U, Nb, Ta, Zr и Hf. Характер распределения и концентрации элементов на графиках близки к аналогичным в эталонных надсубдукционных обстановках (дуге Тонга, Идзу-Бонин-Марианской).

В результате проведенного исследования установлено, что габброиды Бреевского и Чугуевского офиолитовых массивов формировались практически одновременно. Химический состав пород указывает на общий источник и схожие условия образования изучаемых массивов. Полученные изотопные датировки и геохимические данные свидетельствуют о формировании Калиновского офиолитового комплекса в позднепермский – раннетриасовый периоды, возможно, в островодужной тектонической обстановке.

[1] *Высоцкий С.В., Оковитый В.Н.* Офиолиты Северного Приморья: петрология ультрабазит-габбровой ассоциации // Тихоокеанская геология. 1990. № 5. С. 76–87.

[2] *Голозубов В.В., Мельников Н.Г.* Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1986. 128 с.

[3] *Кемкин И.В., Ханчук А.И.* Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 1993. № 5. С. 31–42.

[4] *Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др.* Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.

[5] *Ханчук А.И., Высоцкий С.В.* Разноглубинные габбро-гипербазитовые ассоциации в офиолитах Сихотэ-Алиня (Дальний Восток России) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 181–198.

[6] *Ishiwatari A., Tsujimori T.* Paleozoic ophiolites and blueschists in Japan and Russian Primorye in the tectonic framework of East Asia: A synthesis // The Island Arc. 2003. V. 12. P. 190–206.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 78–79

РОЛЬ ОСТРОВОДУЖНО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ БАЙКАЛЬСКОЙ И КАЛЕДОНСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ЗАБАЙКАЛЬЕ

И.В. Гордиенко

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

По современным представлениям типичная континентальная кора в складчатых областях образуется в основном в ходе субдукционных (островодужно-океанических), аккреционно-коллизионных и внутриплитных (плюмовых) процессов и переработки древних континентальных блоков, фрагментов палеоостровных дуг, океанических островов и окраинноморских комплексов в результате их деформации и метаморфизма. В целом, этот процесс можно обозначить как результат превращения океанической коры в континентальную. Общий план геологического строения Забайкалья определяется его положением среди разновозрастных структур северо-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и докембрийских структур юга Сибирского кратона. Геологический облик этой территории связан главным образом с формированием байкальских и каледонских океанических и островодужных структур Палеоазиатского океана (ПАО) и соответствующим становлением континентальной коры этого возраста.

Байкальский (мезо-неопротерозой) этап охватывает продолжительный отрезок времени (от 1600 до 0.600 млн лет). В пределах Забайкальского региона к байкальскому этапу относится образование целого ряда структур мезо-неопротерозойского возраста: Байкало-Муйского островодужного пояса с Кичерским зоной и Муйской глыбой, Баргузино-Витимского спредингового бассейна (ПАО), а также островодужных систем с мощными аккреционными призмами с остатками океанической коры, преддуговыми и задуговыми окраинными бассейнами. Среди островных дуг в регионе существовали древние дуги с возрастом более 1 млрд лет (Нюрундуканская, Дунжугурская, Арзыбейская и др.), которые не были связаны с развитием ПАО и формировались на окраинах суперконтинента Родиния за его пределами, а также неопротерозойские (типично байкальские) островные дуги, сформированные на активной окраине ПАО после распада Родинии (Метешихинская, Келянская, Сархойская, Катаевская) **[1–3]**.

Байкальские структуры хорошо фиксируются корово-мантийным и мантийным магматизмом с положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$, указывающими на ювенильные или смешанные источники магматических и осадочных пород в пределах байкальской изотопной провинции. Протолиты $T_{Nd}(DM)$ этого этапа имеют в основном мезо-неопротерозойский возраст, широко распространены в регионе и участвуют не только в формировании байкалид, но также каледонид и герцинид. В конце байкальского этапа был сформирован коллизионный пояс байкалид преимущественно с неопротерозойской континентальной корой, которая на территории Забайкалья имела площадное развитие.

На раннекаледонском этапе (в эдиакарии – кембрии) произошло дальнейшее преобразование континентальной коры региона в результате заложения и развития спрединговых океанических и окраинных бассейнов, океанических плато (гайотов) и островных дуг энсиалического и энсиматического (Удино-Витимская, Ангино-Таланчанская, Джидинская, и др.) типа Палеоазиатского океана. При этом в зонах субдукции энсиматических дуг на океанической коре были выявлены гайоты, которые предшествовали образованию островодужных сооружений. Формирование этих структур фиксируется мантийными и корово-мантийными источниками магматических расплавов (положительные величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ и преимущественно эдиакарским возрастом протолитов в пределах каледонской изотопной провинции **[4, 5]**.

На позднекаледонском этапе (в ордовике и силуре), наряду с образованием реликтовых островных дуг (Ульдзутуйская и др.), четко проявлен аккреционно-коллизионный этап развития каледонид с внедрением коровых гранитоидов со смешанными источниками и, главным образом, неопротерозойским Nd модельным возрастом протолитов $T_{Nd}(DM)$=1.50–0.99 млрд лет. Это хорошо прослеживается в Джидинской, Хамар-Дабанской, Удино-Витимской и Хэн-

тей-Даурской зонах каледонид Забайкалья и Монголии. Приведенные материалы подтверждают вывод о том, что каледонская континентальная кора в исследованном регионе образовалась в основном за счет аккреции островных дуг, окраинных бассейнов, фрагментов древних блоков и микроконтинентов с океаническими островами Палеоазиатского океана. Докаледонская кора тоже участвовала в этом процессе в виде продукта эрозии основания Сибирского кратона либо микроконтинентов. В этих преобразованиях также предусматривается активная роль внутриплитного магматизма и мантийных плюмов при формировании континентальной коры.

На основе структурно-геологических, петролого-геохимических, геохронологических и Sm-Nd изотопных данных определены коровые и мантийные источники магматизма, выделены изотопные провинции и показана роль островодужно-океанических, коллизионных и внутриплитных взаимосвязанных процессов в образовании континентальной коры региона. Выделено три главных этапа формирования основной массы коры: 1) неоархей-палеопротерозойский (карельский) – около 30 %, 2) мезо-неопротерозойский (байкальский) – 50 % и 3) палеозойский (каледонский и герцинский), на который приходится более 20 % объема созданной коры. Такой эволюционный ряд указывает на преобладание в источниках магматических пород раннего этапа древнего корового материала. В последующие этапы в результате неоднократной переработки созданных ранее тектонических структур был сформирован основной объем континентальной коры региона с широким участием смешанных корово-мантийных и ювенильных источников.

Работа выполнена при финансовой поддержке фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН, бюджетной темы лаборатории геодинамики ГИН СО РАН IX.124.1.3. «Эволюция палеозойского магматизма и седиментогенеза Забайкалья, ее связь с формированием каледонской и герцинской континентальной коры Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского складчатых поясов» (гос. номер АААА-А17-117011650013-4) и РФФИ (проекты № 18-45-030016 р_а, 19-05-00312а).

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

[2] *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.

[3] *Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.* Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5–28.

[4] *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.

[5] *Булгатов А.Н.* Геодинамика Байкальской горной области в позднем рифее и венде – раннем палеозое. Новосибирск: ГЕО, 2015. 191 с.

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

2020. Выпуск 18. С. 80–81

ПЕТРОЛОГИЯ ПЕРИДОТИТОВ АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА АЛАГ-ХАДНИ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ): ОТ ДЕКОМПРЕССИОННОГО ПЛАВЛЕНИЯ ДО РЕФЕРТИЛИЗАЦИИ И МЕТАМОРФИЗМА В МАНТИЙНОМ КЛИНЕ

М.А. Горнова, А.А. Каримов, С.Ю. Скузоватов, В.А. Беляев

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

Проведено минералого-геохимическое изучение метаперидотитов, ассоциирующих с эклогитами высокого давления (P=2.0–2.3 GPa, T~590–610 °C) в аккреционном комплексе Алаг-Хадни, с целью реконструкции их природы.

Метаперидотиты сохраняют мантийную порфирокластовую структуру и реликты первичной минеральной ассоциациации: хромшпинелид (Cr#=0.30–0.48; Mg#=0.52–0.69), оливин1 (Mg#=0.90–0.92), ортопироксен (Mg#=0.912–0.917, 1.7–2.6 мас. % Al_2O_3). Состав этих минералов обычен для перидотитов океанической литосферной мантии. Клинопироксен1 (Mg#=0.935–0.975; 1.0–2.4 мас. % Al_2O_3) представлен мелкими интерстициальными зернами. Он мог образоваться в результате неполной экстракции расплава на заключительных этапах плавления мантийного вещества. В метаперидотитах Алаг-Хадни хромистость хромшпинелида соответствует ~12.0–16.6%-ным степеням частичного плавления деплетированной мантии, обычным для абиссальных перидотитов. В то же время пироксены имеют более деплетированные составы, характерные для пироксенов надсубдукционных перидотитов, образующихся при более высоких степенях плавления, чем абиссальные перидотиты. Кроме того, по содержанию петрогенных элементов, а также HREE и Ti перидотиты Алаг-Хадни занимают промежуточное положение между абиссальными и надсубдукционными перидотитами. Такое несоответствие состава шпинели составам других минералов и породы в реститовых гарцбургитах бывает, когда они образуются в результате плавления, которое начинается в гранатовой фации. Хромшпинелид в перидотитах появляется только после фазового перехода остатка граната, поэтому ее хромистость не отражает реальные степени плавления при образовании пород **[1]**. Сопоставление содержаний SiO_2, MgO, Al_2O_3 в перидотитах Алаг-Хадни с рассчитанными составами реститов **[2]** показывает, что рассматриваемые породы могли образоваться в результате плавления, которое начиналось при P~3 GPa, то есть в гранатовой фации.

Породы имеют характерное для перидотитов мантийного клина распределение редких элементов: U-образная форма, обогащение LILE, L-MREE, Nb, Zr и Hf относительно возможного состава рестита, который может быть определен по наклону HREE. Клинопироксены также обогащены сильно- и средненесовместимыми элементами. Так как происходит привнос не только подвижных в водной среде (LILI), но и малоподвижных в ней элементов (HFSE и L-MREE), ответственным за это преобразование должен быть расплав. Вышеописанные особенности состава могут быть в перидотитах, которые образуются либо в результате плавления в открытой для привноса вещества системе, либо в результате взаимодействия с расплавом в литосферной мантии. Признаком плавления перидотитов в открытой системе является наличие в них положительной корреляции между степенью обогащения и степенью плавления **[3]**. Клинопироксены изученных образцов имеют близкое содержание Yb, отражающее схожие степени плавления, и разную степень обогащения LREE, поэтому более вероятно, что отклонение состава пород и их клинопироксенов от реститовых составов связано с процессом рефертилизации. В массиве Алаг-Хадни присутствуют дайки базальтов и андезитов известково-щелочной серии. По уровню и форме спектра распределения редких элементов (обогащение Th, LREE, минимумы HFSE) они близки вулканитам островных дуг. Расплавы подобного состава могли привести к наблюдаемым геохимическим особенностям перидотитов и клинопироксенов Алаг-Хадни.

Условия плавления при образовании гарцбургитов можно оценить по распределению HREE в клинопироксенах, образовавшихся в результате взаимодействия перидотит – расплав, а состав рефертилизующего расплава – по распределению LREE в них. При низком отношении расплав/рестит содержание наименее несовместимых HREE в клинопироксене будет отражать

состав рестита, а содержание сильно несовместимых элементов (LREE) в этом процессе контролируется пористостью пород и составом просачивающегося расплава, что приводит к обогащению ими перидотита и клинопироксена **[4]**. Клинопироксены перидотитов Алаг-Хадни имеют V- и U-образные формы распределения REE с $La_N/Yb_N > 1$, которые отличаются от таковых в клинопироксенах и обычных абиссальных и надсубдукционных перидотитов. По уровню содержаний HREE они занимают промежуточное положение между ними и почти идентичны клинопироксенам из ультрадеплетированных абиссальных гарцбургитов, для которых предполагается образование рядом с горячими точками **[1, 5, 6]**. Были последовательно промоделированы две стадии процесса формирования гарцбургитов массива Алаг-Хадни, вначале – плавление, затем – взаимодействие с расплавом. Расчеты процесса плавления проводились в программе **[7]**, использовалась пошаговая модель немодального динамического плавления. Исходный модальный и редкоэлементный состав мантии, реакции плавления и коэффициенты распределения элементов были взяты из работ **[1, 8]**. Для того чтобы воспроизвести близкое к наблюдаемому распределение HREE в клинопироксенах гарцбургитов Алаг-Хадни, необходимо 5–8%-ное плавление мантийного вещества в гранатовой и последующее 15–20%-ное безводное плавление в шпинелевой фации. 5–8%-ное плавление в гранатовой фации приводит к тому, что разница в степенях водного и безводного плавления в шпинелевой фации до момента исчезновения клинопироксена составляет ~1–2 %, поэтому плавление в гранатовой фации с последующим водным плавлением в шпинелевой фации также близко воспроизводит наблюдаемое распределение HREE в клинопироксенах метаперидотитов Алаг-Хадни. Оценка изменения L-MREE состава клинопироксена в процессе взаимодействия перидотита с просачивающимся расплавом проводилась по упрощенному уравнению из работы **[4]** для случая, когда не происходит образования новых минералов. Для каждого образца за исходный состав клинопироксена был взят свой рассчитанный по модели плавления состав. В качестве просачивающегося расплава использовался состав дайки базальтов известково-щелочной серии, присутствующей в перидотитах Алаг-Хадни. Лучшая сходимость рассчитанного и реального состава клинопироксена наблюдается в наименее преобразованном расплавом образце. В остальных образцах не удалось добиться полного соответствия, что может быть обусловлено вариациями составов реальных преобразующих расплавов.

В метаперидотитах присутствуют метаморфические минералы – хлорит, тремолит, оливин2, антигорит, клинопироксен2, Cr-магнгетит. Они могли образоваться при P~16–20 кбар и T~640–720 °C в результате регрессивного метаморфизма.

Таким образом, реставрируется три стадии формирования метаперидотитов Алаг-Хадни: 1) декомпрессионное плавление астеносферной мантии, которое начиналось в гранатовой фации и продолжалось в шпинелевой; 2) рефертилизация островодужными расплавами в надсубдукционной зоне; 3) регрессивный метаморфизм в углу мантийного клина под влиянием флюидов из субдуцирующего слэба.

[1] *Hellebrand E.* Garnet-field melting and late-stage refertilization in “residual” abyssal peridotites from the Central Indian Ridge // Journal of Petrology. 2002. V. 43. P. 2305–2338.

[2] *Herzberg C.* Geodynamic information in peridotite petrology // Journal of Petrology. 2004. V. 45. P. 2507–2530.

[3] *Ozawa K., Shimizu N.* Open-system melting in the upper mantle: Constraints from the Hayachine-Miyamori ophiolite, northeastern Japan // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1995. V. 100. P. 22315–22335.

[4] *Vernières J., Godard M., Bodinier J.-L.* A plate model for the simulation of trace element fractionation during partial melting and magma transport in the Earth’s upper mantle // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1997. V. 102. P. 24771–24784.

[5] *Seyler M., Lorand J.-P., Dick H.J.B., Drouin M.* Pervasive melt percolation reactions in ultra-depleted refractory harzburgites at the Mid-Atlantic Ridge, 15°20′ N: ODP Hole 1274A // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2007. V. 153. P. 303–319.

[6] *Johnson K.T.M., Dick H.J.B., Shimizu N.* Melting in the oceanic upper mantle: An ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites // Journal of Geophysical Research. 1990. V. 95. P. 2661–2678.

[7] *Ersoy E.Y.* PETROMODELER (Petrological Modeler): A Microsoft® Excel© spreadsheet program for modelling melting, mixing, crystallization and assimilation processes in magmatic systems // Turkish Journal of Earth Sciences. 2013. V. 22. P. 115–125.

[8] *Brunelli D., Seyler, M., Cipriani A., Ottolini L., Bonatti E.* Discontinuous melt extraction and weak refertilization of mantle peridotites at the Vema lithospheric section (Mid-Atlantic Ridge) // Journal of Petrology. 2006. V. 47. P. 745–771.

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

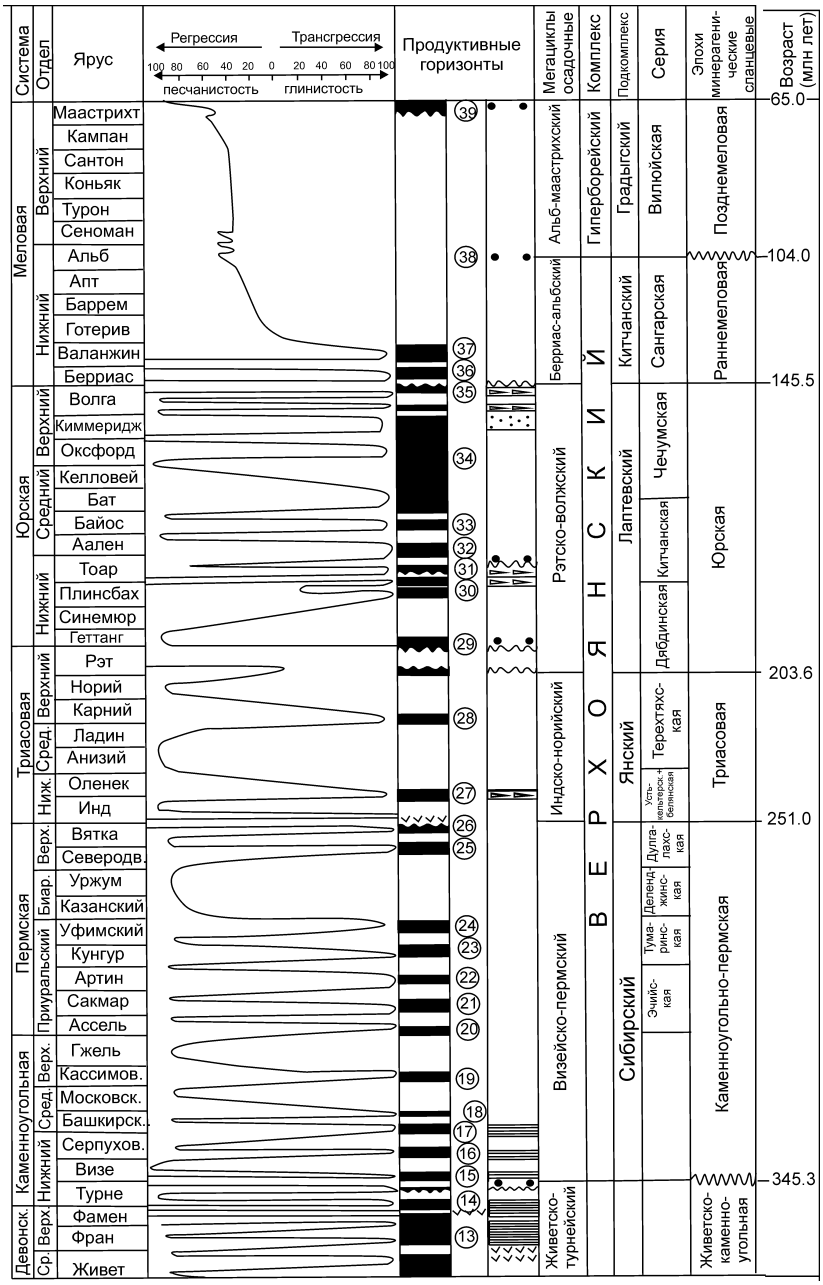
2020. Выпуск 18. С. 82–84

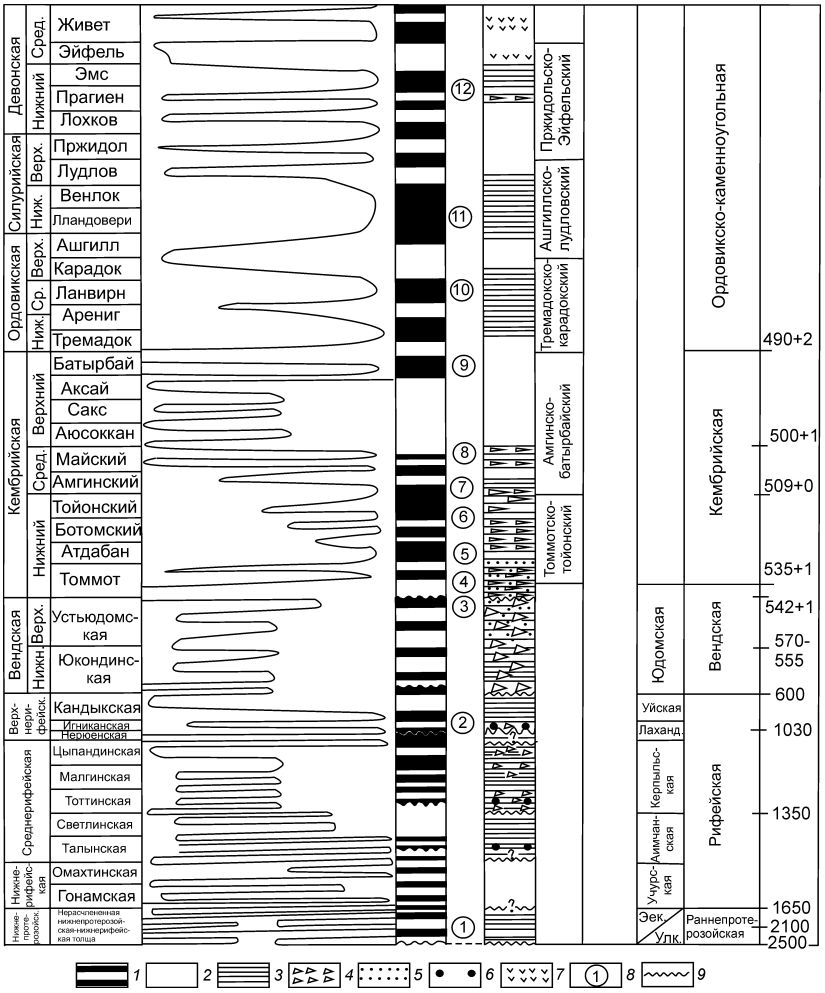
ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ ДОКЕМБРИЯ И ФАНЕРОЗОЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ: ГЕОЛОГИЯ, ПЕРСПЕКТИВНАЯ МИНЕРАГЕНИЯ

В.С. Гриненко, В.В. Баранов

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

На северо-востоке Евразии впервые выделена Северо-Азиатская черносланцевая рудоносная мегапровинция. В основу ее выделения, в пределах двух сопредельных платформ – Сибирской и Восточно-Сибирской (погребена под Верхояно-Колымской складчатой областью),





Принципиальная литолого-стратиграфическая модель черносланцевой рудоносной Северо-Азиатской провинции. Продуктивные горизонты (*1–7*): *1* – глинистые, *2* – песчанистые, *3* – черносланцевые, *4* – битуминозные, *5* – глауконитовые, *6* – каолинитовых кор выветривания, *7* – вулканогенно-осадочные. *8* – аббревиатура продуктивных горизонтов (в кружках): 1 – сагынахтахский, 2 – арымасский, 3 – туркутский, 4 – пестроцветный, 5 – еланский, 6 – синский, 7 – иниканский, 8 – усть-майский, 9 – инаньинский, 10 – эльгенчанский, 11 – упорский, 12 – нижненеличенский, 13 – адамский, 14 – крапивинский, 15 – щегловский, 16 – магарский, 17 – имтанджинский, 18 – раннесолончанский, 19 – раннекыгылтасский, 20 – позднекыгылтасский, 21 – хорокытский, 22 – раннеэчийский, 23 – раннетумаринский, 24 – раннеделенджинский, 25 – раннедулгалахский, 26 – хальпирский, 27 – осипайский, 29 – кыбыттыгасский, 30 – левинский, 31 – китербютский, 32 – лайдинский, 33 – леонтьевский, 34 – васюганский, 35 – чонокский, 36 – раннебуолкалахский, 37 – позднебуолкалахский, 38 – хатырыкский, 39 – линденский. *9* – стратиграфический перерыв.

положена цикличная последовательность формирования толщ, обогащенных глинистым и органическим веществом в бореальном морском бассейне. В пределах этих сопредельных платформ установлены глинистые и черносланцевые породы, отнесенные к формациям «класса черносланцевых трогов, прогибов и впадин» **[1]**. Их образование было синхронным в эволюции Северо-Азиатской мегапровинции **[2, 3]**. Эволюция седиментогенеза происходила в морском мелководном бореальном бассейне на консолидированной континентальной коре с начала рифейской эонотемы до раннего мела включительно на протяжении более чем 1513 млн лет **[4]**. Мегапровинция включает десять минерагенических эпох (рисунок). Ее минерагеническая специализация потенциально перспективна на экзогенную минерагению алмаза, рассеянные благородные металлы, элементы халькофильной, сидерофильной и редкометалльной групп, концентрированные углеводороды и энергетические (горючие) полезные ископаемые **[5, 6]**. Она тесно генетически связана с системной перестройкой режима хемогенного и терригенного седиментогенеза в бореальном морском бассейне и с активизацией в пределах окружающей его континентальной суши тектонических процессов и магматической деятельности.

[1] *Мишнин В.М., Гриненко В.С.* Металлоносные черносланцевые троги зоны перехода Сибирская платформа – Яно-Колымская складчатая область // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении: Тезисы докладов. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. С. 157–159.

[2] *Баранов В.В.* Эволюция черносланцевых толщ в раннем и среднем палеозое северо-востока Евразии // Черные сланцы: геология, литология, геохимия, значение для нефтегазового комплекса, перспективы использования как альтернативного углеводородного сырья / Ред. А.Ф. Сафронов. Якутск: Ахсан, 2015. С. 12–15.

[3] *Гриненко В.С.* Черносланцевые стратоны Куранахского антиклинория: районирование, литостратиграфия, рудоносные стратифицированные серии // Вестник Госкомгеологии. № № 1 (14). Якутск: Изд-во ООО РИЦ “Офсет”, 2015. С. 5–19.

[4] *Баранов В.В., Гриненко В.С.* Коэволюция цикличности седиментогенеза, этапности магматизма и стадий тектоно-магматической активизации в среднем палеозое – мезозое северо-востока Евразии // Геологический вестник Якутии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). № 1 (17). 2018–2019 гг. Якутск: Изд-во Минпромгео РС (Я), 2020. С. 123–138.

[5] *Гриненко В.С.* Металлотекты раннего – среднего карбона верхоянского терригенного комплекса (Куранахский антиклинорий, Западное Верхоянье) // Отечественная геология. 2018. № 5. С. 87–92.

[6] *Девятов В.П.* Битуминозные сланцы раннего тоара // Геология угленосных и горючесланцевых формаций Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1987. С. 116–124.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 85–86

ЭВОЛЮЦИЯ ВЫСОКОФРАКЦИОНИРОВАННЫХ ЛЕЙКОГРАНИТОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

А.И. Гусев, Е.М. Табакаева

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

Высокофракционированные лейкограниты широко распространены в различных массивах региона: Айском, Белокурихинском, Калгутинском, Тигирекском, Турочакском и других. По времени формирования среди них выделяются три уровня: раннедевонский (Турочакский), позднепермско-раннетриасовый (Белокурихинский, Айский, Тигирекский, Каракольский) и раннеюрский (Калгутинский). Отнесение к высокофракционированным образованиям основано на высоком содержании в них SiO_2, а также соотношениях $(Na_2O+K_2O)/CaO$ и сумме элементов Zr, Nb, Ce, Y (рис. 1).

Реставрированная мощность земной коры во время формирования высокофракционированных лейкогранитов составляет более 30 км, за исключением гранитоидов Айского массива (от 20 до 30 км), локализованного в переходной зоне от Бийско-Барнаульской впадины к горно-складчатому сооружению.

Соотношение Ba и Eu указывает на сильное фракционирование плагиоклаза и калиевого полевого шпата во всех высокофракционированных гранитоидах региона. Однако наблюдается контрастное фракционирование акцессорных фаз. Если в раннедевонских породах Турочакского массива происходило фракционирование монацита и алланита, то в более молодых породах, позднепермско-раннетриасовых (Айский и Каракольский массивы), а также в раннеюрских (Калгутинский массив), проявлено фракционирование циркона (рис. 2).

Особенности фракционирования минералов при формировании высокофракционированных лейкогранитов обусловили и эволюцию становления оруденения, связанного с глубинными очагами. Если для раннедевонского Турочакского массива характерно вольфрамовое оруденение грейзенового типа, то с более поздними массивами помимо вольфрамового оруденения

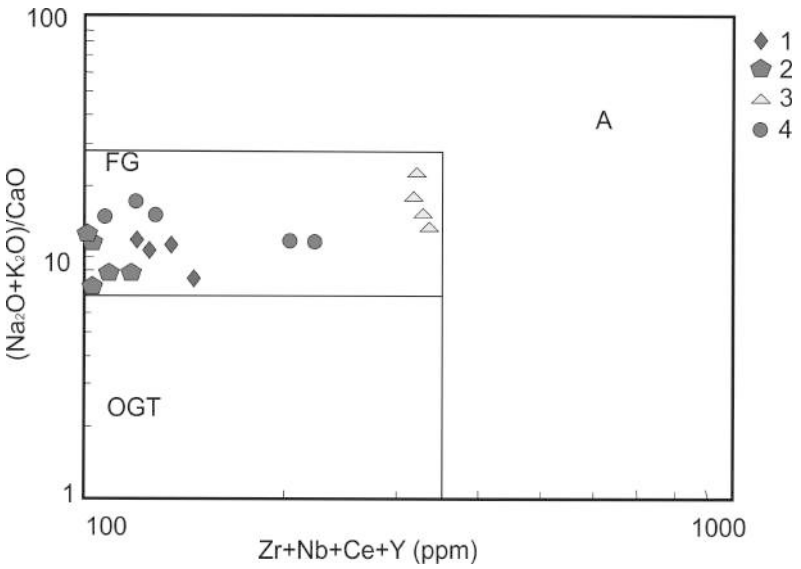


Рис. 1. Диаграмма $(Na_2O+K_2O)/CaO+Zr+Nb+Ce+Y$ по [1] для лейкогранитов Горного Алтая. Поля гранитоидов: A – анорогенные, FG – фракционированные, OGT – нефракционированные M-, I- и S-типа гранитоидов. Лейкограниты массивов Горного Алтая: *1* – Турочакского (D_1), *2* – Каракольского (P_2-T_1), *3* – Айского (P_2-T_1), *4* – Калгутинского (I_1).

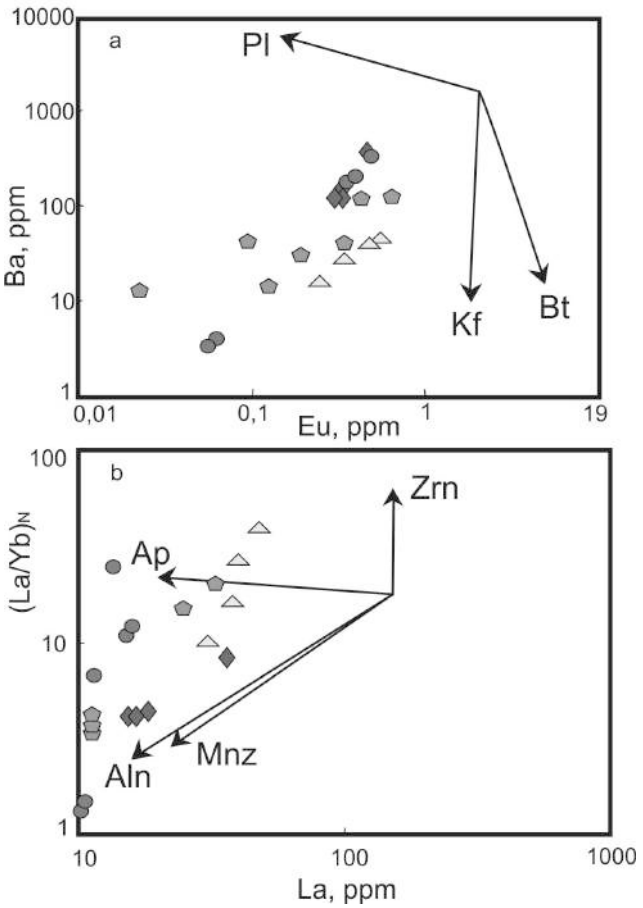


Рис. 2. Диаграммы: Ba–Eu по [2]; $(La/Yb)_N$–La по [3–5] для высокофракционированных лейкогранитов Горного Алтая. Тренды фракционирования: Pl – плагиоклаза, Kf – калиевого полевого шпата, Bt – биотита, Zrn – циркона, Ap – апатита, Aln – алланита, Mnz – монацита. Условные обозначения см. на рис. 1.

связаны месторождения комплексных руд W, Mo, Cu, Be, Sn, иногда урана (Каракольский шток).

[1] *Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 95. P. 407–419. doi:10.1007/BF00402202.

[2] *Philpotts J.A., Schnetzler C.C.* Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1970. V. 34. P. 307–322. doi:10.1016/0016-7037(70)90108-0.

[3] *Fujimaki H.* Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. V. 94. P. 42–44. doi:10.1007/BF00371224.

[4] *Mahood G., Hildreth W.* Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1983. V. 47. P. 11–30. doi:10.1016/0016-7037(83)90087-X.

[5] *Yurimoto H., Duke E.F., Papike J.J., Shearer C.K.* Are discontinuous chondrite-normalized REE patterns in pegmatitic granite systems the results of monazite fractionation? // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1990. V. 54. P. 2141–2145. doi:10.1016/0016-7037(90)90277-R.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 87–89

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В КАРБОНАТАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОПОДОБНЫХ ПОРОД ЗИМИНСКОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА (ЮГ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

Ю.В. Данилова[1], В.Б. Савельева[1], В.А. Пономарчук[2], Б.С. Данилов[1], Е.П. Базарова[1]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, jdan@crust.irk.ru
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Карбонат является существенной частью кимберлитовых пород, и поэтому изотопно-геохимическое изучение карбонатсодержащих минералов имеет большое значение для понимания самой природы кимберлитового магматизма, а также условий внедрения кимберлитовой магмы и постмагматического изменения кимберлитов флюидами различного происхождения.

Среди представителей ультраосновного щелочного магматизма зиминского комплекса (УЩК) на юге Сибирского кратона присутствуют кимберлитоподобные породы. Детально изучены дайковые тела этих пород в пределах Большетагнинского карбонатитового массива, располагающегося в водораздельной части рек Белая Тагна и Ярма, и Ярминской интрузивной (жильной) зоны, удаленной на 9–12 км на юго-запад от Большетагнинского массива, в правом борту реки Ярма и ее притоков.

Для изучения изотопного состава были отобраны образцы из жил мелкозернистых пород с порфировой структурой, с вкрапленниками оливина и флогопита в пределах Ярминской зоны и на реке Черная Зима. Породы сложены микролитами биотита и клинопироксена, мелкими зернами измененного оливина, зернами шпинелидов, перовскита, промежутки между которыми выполнены кальцитом. Свежий оливин встречается редко; в большинстве проб он замещен серпентином с мелкой сыпью магнетита или тальком, мелким доломитом и кальцитом. В жилах нередко проявлена доломитизация оливина. Отмечается также замещение диопсида эгирином, биотита – щелочным амфиболом, тремолитом; биотита в основной массе – хлоритом. По петрографическому составу могут быть отнесены к айлликитам, в соответствии с классификацией ультрамафических лампрофиров **[1]**.

Проба из керна в Ярминской зоне представляет собой жилу мощностью несколько десятков сантиметров в углеродсодержащих кварц-хлорит-серицитовых сланцах. Жила заметно обеднена оливином и обогащена слюдой. Вкрапленники оливина здесь нацело замещены серпентином, тальком и доломитом. Основная масса сложена клинопироксеном, биотитом, в подчиненном количестве присутствуют калиевый полевой шпат, альбит, лейцит, шпинелиды, перовскит, апатит, серпентин, тальк. Проявлено замещение биотита хлоритом. По классификации **[1]** породу можно отнести к мела-айлликитам, т.е. к айлликитам, обогащенным клинопироксеном или амфиболом в основной массе.

Отобран материал из кимберлита Бушканайской дайки кимберлит-пикритового состава на реке Ярме **[2]**. Порода примерно на 70 % сложена серпентинизированным оливином. Среди зерен оливина встречаются овальные зерна хромдиопсида величиной до 2 см. Промежутки между зернами оливина выполнены флогопитом, в том числе хлоритизированным, кальцитом, серпентином, шпинелидами, апатитом и более поздним гранатом.

В Большетагнинском массиве щелочных ультраосновных пород и карбонатитов пробы для анализа отобраны из даек кимберлитоподобных пород (беспироксеновых пикритов). Мощность даек от первых десятков сантиметров до 10–20 м, протяженность до нескольких сотен метров. Дайки сложены породами массивного облика, порфировидной структуры, темно-серого цвета. Вкрапленники представлены главным образом зернами нацело серпентинизированного оливина, в отдельных жилах флогопитом, частично или полностью замещенным хлоритом, но в целом слюда находится в основной массе породы. В основной массе присутствуют также серпентин, кальцит, хлорит, тальк, титанистый гранат, шпинелиды, апатит, перовскит, гидрогранат и реже везувиан, замещающие флогопит, хлорит, серпентин и кальцит. В центре жилы, проры-

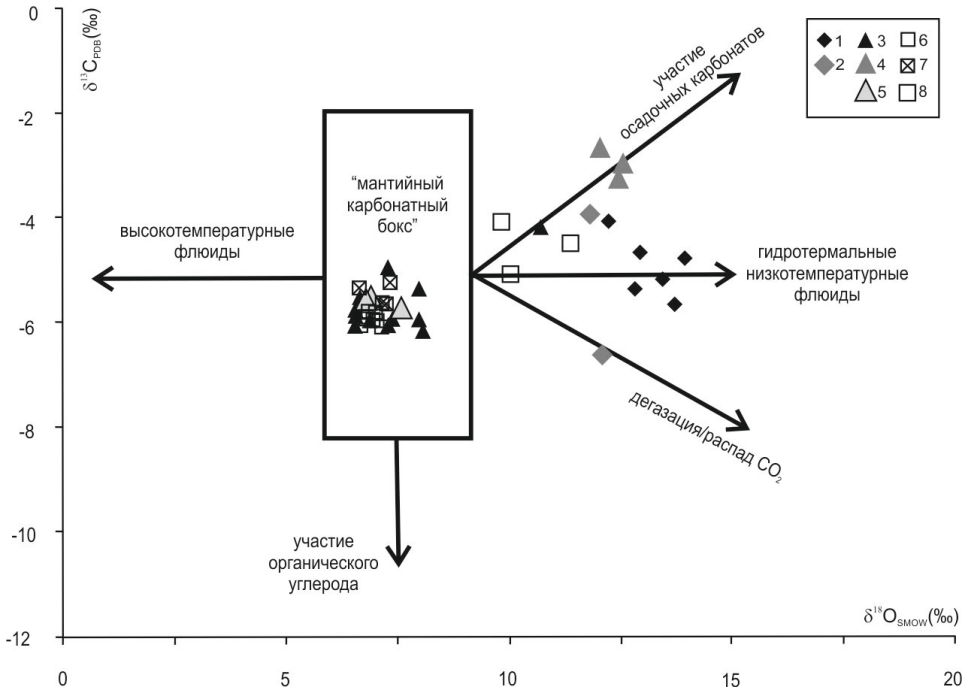


Диаграмма изотопного состава углерода и кислорода карбонатов (в ‰ относительно стандартов PDB и SMOW соответственно) с мантийным карбонатным боксом и основными постмагматическими процессами, ответственными за изменения изотопного состава [3, 4]. Кимберлитоподобные породы: *1* – Ярминской интрузивной (жильной) зоны, *2* – Большетагнинского массива. Карбонатиты: *3* – Белозиминского массива, *4* – Большетагнинского массива, *5* – Среднезиминского массива. Карбонатные минералы Белозиминского массива: *6* – кальцит, *7* – доломит, *8* – анкерит.

вающей карбонатиты среди гидрограната, наблюдались реликты монтичеллита. Здесь же отобрана проба из эндоконтактовой зоны жилы среди доломит-анкеритовых карбонатитов.

Изотопный состав $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в карбонатах из кимберлитоподобных пород Ярминской интрузивной зоны и Большетагнинского карбонатитового массива имеет значения от –3.9 до –6.6 ‰, типичные для большинства карбонатов из кимберлитов. Состав углерода $\delta^{13}C$ находится в пределах карбонатов мантии. В то же время породы демонстрируют повышенные значения $\delta^{18}O$ – от 11.8 до 13.9 ‰ по сравнению с мантийным карбонатом.

На диаграмме показан ожидаемый изотопный состав C и O карбонатов, кристаллизовавшихся из магм мантийного происхождения («мантийный карбонатный бокс»), а также син- и постмагматические процессы, способные модифицировать изотопные составы **[3, 4]** (рисунок). Кимберлитоподобные породы Ярминской интрузивной зоны и Большетагнинского карбонатитового массива на этой диаграмме смещены в область постмагматических изменений изотопов C – O. Наибольший разброс значений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ отмечен между образцами из центра дайки беспироксенового пикрита, прорывающей карбонатиты Большетагнинского массива, и эндоконтактовой зоной дайки, на контакте с доломит-анкеритовым карбонатитом.

На диаграмму вынесены составы $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ карбоната из карбонатитов Белозиминского и Большетагнинского массивов (данные по породам **[5]**, данные по минералам **[6]**), которые продемонстрированы на диаграмме двумя группами точек. Первая группа соответствует «мантийному карбонатному боксу». Вторая группа вытянута вдоль стрелки, указывающей на участие корового карбонатного материала в составах изотопов C – O магматических карбонатов, где максимальное отклонение значений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ от «мантийного карбонатного бокса» показывают образцы из карбонатитов Большетагнинского массива и анкеритовых карбонатитов Белой Зимы.

Полученные изотопные составы карбонатов C – O из кимберлитоподобных пород и карбонатитов, расположенные за пределами «мантийного карбонатного бокса», свидетельствуют о воздействии на породы в постмагматическую стадию флюида с высоким отношением H_2O/CO_2.

Кимберлитоподобные породы демонстрируют сходство по составам $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ с анкеритовыми карбонатитами Белозиминского массива и карбонатитами Большетагнинского массива **[5, 6]**, что может быть связано с региональным метасоматическим изменением, затронувшим

весь комплекс пород ультраосновного щелочного магматизма зиминской группы. Повлиять на составы $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ мог и процесс выветривания карбонатитов, в результате интенсивного разрушения которых изотопные характеристики карбонатных минералов и пород изменяются, особенно в отношении $\delta^{18}O$ **[7, 8]**.

Работа выполнена при поддержке РНФ (РНФ-18-17-00101) и ИНЦ СО РАН (интеграционный проект, блок 1.4).

[1] *Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A.* Integrating ultramafic lamprophyres into the IUGS Classification of igneous rocks: rationale and implications // Journal of Petrology. 2005. T. 46. P. 1893–1900.

[2] *Минаева Ю.А., Егоров К.Н.* Минералого-петрографические особенности дайки кимберлит-пикритового состава в северо-западной части Урикско-Ийского грабена (Восточное Присаянье) // Записки ВМО. 2008. № 3. С. 23–39.

[3] *Demeny A., Ahijado A., Casillas R., Vennemann T.W.* Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): a C, O, H isotope study // Lithos. 1998. V. 44. P. 101–115.

[4] *Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V.S., Fiorentini M.L., Farquhar J., Kendrick M.A.* Stable isotope (C, O, S) compositions of volatile-rich minerals in kimberlites: A review // Chemical Geology. 2014. V. 374–375. P. 61–83.

[5] *Vladykin N.V., Morikiyo T., Miyazaki T.* Geochemistry of carbon and oxygen isotopes in carbonatites of Siberia and Mongolia and some geodynamic consequences // Deep-seated magmatism, its sources and their relation to plume processes. Proceedings of the 4-th International Conference. Ulan-Ude, 2004. 315 p.

[6] *Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladykin N.V.* Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 116. P. 81–96.

[7] *Hay R.L.* Holocene carbonatite–nephelinite tephra deposits of Oldoinyo Lengai, Tanzania // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1989. V. 37. P. 77–91.

[8] *Keller J., Hoefs J.* Stable isotopes characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai // Carbonatite volcanism: Oldoinyo Lengai and petrogenesis of natrocarbonatites / Eds. K. Bell, J. Keller. Springer-Verlag, 1995. P. 113–123.

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

2020. Выпуск 18. С. 90–91

СУЩЕСТВОВАЛО ЛИ ТАЙМЫРСКОЕ ПРОДОЛЖЕНИЕ УРАЛЬСКОГО ОКЕАНА? ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ РАБОТ 2020 ГОДА НА ЗАПАДНОМ ТАЙМЫРЕ, БАССЕЙН Р. ХУТУДАБИГА

М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев, К.К. Сатановский

Москва, Геологический институт РАН, danukalovamk@yandex.ru

Согласно распространенному мнению, территории современных Центрального и Северного Таймыра в вендское – среднепалеозойское время принадлежали разным палеоконтинентам (Сибири и Карскому сегменту Балтики соответственно) и были разделены океаном. Только в карбоне – перми при закрытии океана они оказались пространственно совмещены по Главному Таймырскому надвигу (например **[1])**. Признаками коллизии являются позднепалеозойский метаморфизм и каменноугольно-пермские граниты. Однако ряд фактов заставляет сомневаться в том, что венд-палеозойский океан между Центральным и Северным Таймыром существовал в принципе. Важнейшими из них являются следующие. (1) Палеозойские океанические или островодужные комплексы на Таймыре неизвестны. (2) На западе полуострова венд-нижнекембрийский флишоид, типичный для Северо-Таймырской зоны, согласно перекрыт породами среднего кембрия – среднего ордовика, представленными в фациях, характерных для Центрально-Таймырского пояса **[2, 3]**. (3) На среднемасштабных геологических картах Главный Таймырский надвиг либо не выделяется как самостоятельная структура, либо картируется в виде прямолинейного разлома, что не согласуется с предполагаемым пологим наклоном сместителя. (4) Морские осадочные породы кембрия – ордовика Новосибирских островов сформировались в эпиконтинентальном бассейне, который соединялся с Сибирской платформой и ее таймырской окраиной **[4** и ссылки в этой работе**]**. На Новосибирские острова прослежена структурно-фациальная зональность Таймыра, и выделяемые авторами аналоги пород Центрально- и Северо-Таймырской зон здесь совмещены и не разделены разломом **[5]**.

В июле – сентябре 2020 г. авторы планируют детально изучить район сочленения Северо- и Центрально-Таймырского поясов в среднем течении р. Хутудабига (тезисы написаны накануне отъезда в экспедицию). Это ключевой участок для попытки решения вопроса о существовании палеозойского океана: именно здесь, по данным предшественников, северо-таймырский флишоид постепенно сменяется вверх по разрезу палеозойскими карбонатно-глинистыми породами, типичными для Центрального Таймыра. В докладе будут представлены предварительные результаты полевых работ. Мы предполагаем проверить информацию о согласном залегании двух упомянутых комплексов, детально описать и сопоставить палеозойские разрезы по обе стороны Диабазового надвига (в западной части Таймыра граница между поясами проводится по нему), обосновать возраст разных уровней разреза по макро- и микрофауне, провести седиментологические исследования с массовым (по возможности) замером директивных седиментационных текстур для реконструкции ориентировки палеосклона. Такие текстуры описаны во флишоиде и в породах верхнего кембрия – нижнего ордовика. Отдельной задачей является опробование песчаников для выделения и датирования детритовых цирконов. Песчаники из северо-таймырского флишоида с других участков его распространения демонстрируют «тиманское» распределение возрастов цирконов **[6–8]**. Это рассматривается как главное указание на то, что венд-кембрийский флиш сформировался на окраине Карского блока Балтики. При этом, по данным А.А. Макарьева **[8]**, аналогичные по возрасту цирконы доминируют в пробе из песчаников ордовика – силура Центрального Таймыра, отобранной в районе Пясинского залива. Опробованная толща закартирована также на площади, которую мы собираемся изучить. Все геологи сходятся во мнении, что Центральный Таймыр в палеозое представлял собой пассивную окраину Сибири. Источники поздненеопротерозойских и раннепалеозойских цирконов на севере Сибирского палеоконтинента неизвестны. Следовательно, если данные А.А. Макарьева подтвердятся, то можно будет говорить об отсутствии океана между Сибирью и Балтикой в ор-

довике – силуре. С той же целью будут опробованы ордовикские песчаники к северу от Диабазового надвига.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00926).

[1] *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 202 с.

[2] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист S-44-46 – Усть-Тарея. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2000. 251 с.

[3] *Соболевская Р.Ф., Кабаньков В.Я.* Стратиграфия кембрийских отложений Горного Таймыра. Труды НИИГА – ВНИИОкеангеология. Т. 228. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2014. 43 с.

[4] *Данукалова М.К., Толмачева Т.Ю., Мянник П., Суяркова А.А., Кульков Н.П., Кузьмичев А.Б., Мельникова Л.М.* Новые данные о стратиграфии ордовикско-силурийских отложений центральной части острова Котельный (Новосибирские острова) и сопоставление с одновозрастными разрезами Восточной Арктики // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 5. С. 22–49.

[5] *Danukalova M.K., Kuzmichev A.B., Sennikov N.V., Tolmacheva T.Yu.* Ordovician turbidites and black shales of Bennett Island (De Long Islands, Russian Arctic), and their significance for Arctic correlations and palaeogeography // Geological Magazine. 2020. doi:10.1017/S0016756819001341.

[6] *Lorenz H., Gee D.G., Simonetti A.* Detrital zircon ages and provenance of the Late Neoproterozoic and Palaeozoic successions on Severnaya Zemlya, Kara Shelf: a tie to Baltica // Norwegian Journal of Geology. 2008. V. 88. P. 235–258.

[7] *Pease V., Scott R.A.* Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Palaeozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr // Journal of the Geological Society. 2009. V. 166. P. 517–527.

[8] *Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Молчанова Е.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Листы S-44 – Диксон, S-45 – Усть-Тарея. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. 528 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 92–94

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ НАДСУБДУКЦИОННЫЕ И ОКЕАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ В АККРЕЦИОННОЙ СТРУКТУРЕ СЕВЕРО-БАЛХАШСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

К.Е. Дегтярев, М.В. Лучицкая, Т.Ю. Толмачёва, А.С. Якубчук, А.А. Третьяков, А.В. Пилицына, Н.Л. Вахтина, Н.А. Каныгина

Москва, Геологический институт РАН, degtkir@mail.ru

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

В палеозоидах Казахстана наиболее полные фрагменты разрезов океанической литосферы известны в Джалаир-Найманской, Бощекульской, Майкаин-Кызылтасской, Тектурмасской и Северо-Балхашской офиолитовых зонах. Традиционно более детально изученными являются самые верхние – кремнисто-базальтовые и кремнистые части разрезов, возраст которых установлен по находкам конодонтов **[1, 3, 5, 8]**. В то же время возраст плутонических частей офиолитов, а также особенности состава магматических пород остаются слабоизученными, что не позволяет проводить обоснованные реконструкции обстановок формирования комплексов океанической литосферы.

Северо-Балхашская офиолитовая зона расположена в Центральном Казахстане и протягивается в субширотном направлении на 250 км при ширине от 5 до 15 км. В ее строении участвуют серпентинитовый меланж и тектонические пластины, сложенные средневерхнеордовикскими кремнистыми, кремнисто-базальтовыми, кремнисто-туфогенными и вулканогенно-осадочными толщами **[5, 6, 8]**. С севера и юга зона обрамляется соответственно силурийскими флишем и олистостромами. В серпентинитовом меланже присутствуют крупные блоки ультрамафит-габбровых комплексов, а также более мелкие глыбы и блоки габбро, долеритов, плагиогранитов, диоритов, кремнистых пород и базальтов, реже встречаются жадеититы, эклогиты и глаукофановые сланцы **[4, 7]**.

В последние годы для Северо-Балхашской зоны были получены новые геохронологические данные о возрасте плутонических пород различных офиолитовых комплексов, проведены новые сборы конодонтов в кремнистых породах и изучены геохимические особенности эффузивов, габброидов и плагиогранитов **[2, 6]**.

В серпентинитовом меланже, занимающем наиболее низкое положение в структуре Северо-Балхашской зоны, изучены крупные фрагменты мантийных и коровых частей океанической литосферы. Мантийные комплексы представлены дунитами и гарбургитами массива Итмурунды, а фрагменты коровых комплексов – породами массивов Архарсу, Тесиктас и Восточный Архарсу.

Массив Архарсу имеет размеры 4×3 км и сложен породами дунит-верлит-пироксенит-габбрового расслоенного комплекса, которые смяты в систему складок северо-западного простирания, расчлененных серией продольных разрывных нарушений. Ядра антиклиналей сложены чередующимися серпентинизированными дунитами, верлитами и клинопироксенитами, а их крылья и ядра синклиналей – среднемелкозернистыми меланократовыми, мезократовыми и расслоенными габбро. Общая мощность разреза массива Архарсу составляет около 1800 м.

Массив Тесиктас имеет сложные очертания, он вытянут в юго-западном направлении на 5 км при ширине от 1.0 до 2.5 км и образован породами дунит-пироксенит-габбро-плагиогранитного комплекса. Ультрамафиты представлены серпентинизированными дунитами, которые слагают большое тело в северо-восточной части массива. Вблизи южного и восточного контактов этого тела в дунитах появляется примесь клинопироксена и они постепенно сменяются верлитами. Пироксениты распространены незначительно и максимально развиты в юго-восточной части массива. Они образуют зоны переслаивания с габбро мощностью до 300 м.

Габброиды, слагающие значительную часть массива, представлены в разной степени амфиболизированными лейко-, мезо- и меланогаббро с пятнистыми текстурами. Пятнистые габбро вверх по разрезу сменяются мелкозернистыми габбро, габбро-долеритами и долеритами, которые прорваны многочисленными жилами и более крупными телами кварцевых диоритов и плагиогранитов. Общая мощность разреза маассива Тесиктас достигает 1000 м.

Массив Восточный Архарсу слагает тектоническую пластину размером 1.5×1.3 км и сложен чередующимися средне- и мелкозернистыми лейко-, мезо- и меланократовыми габбро. Среди габбро редко встречаются линзовидные тела серпентинизированных дунитов и верлитов мощностью не более 3 м и протяженностью 10–12 м. В центральной части массива широко распространены брекчированые и милонитизированные долериты и габбро-долериты, прорванные мелкими телами кварцевых диоритов и плагиогранитов. Общая мощность габбро, габбро-долеритов и долеритов не превышает 250–300 м.

Изучение геохимических особенностей ультрамафитов, габброидов, долеритов и плагиогранитов показало, что их формирование происходило в надсубдукционной обстановке, скорее всего, в преддуговой области. U-Pb (SIMS) датирование плагиогранитов массивов Тесиктас и Восточный Архарсу свидетельствует о раннекембрийском (520–530 млн лет) возрасте их кристаллизации.

Характерной особенностью серпентинитового меланжа Северо-Балхашской зоны является присутствие глыб и блоков плагиогранитов протяженностью от нескольких до 400–500 м при ширине до 50–100 м. В некоторых блоках наблюдаются постепенные переходы от плагиогранитов к лейкократовым гранитам, также встречаются блоки диоритов и габбро-диоритов.

Геохимические особенности плагиогранитов и диоритов позволяют предполагать, что их формирование происходило в надсубдукционных обстановках и связано с эволюцией внутриокеанической островной дуги. U-Pb (SIMS) датирование плагиогранитов, слагающих отдельные глыбы в меланже, свидетельствует о позднекембрийско-раннеордовикском (480–500 млн лет) возрасте их кристаллизации.

Наибольшее распространение в Северо-Балхашской зоне имеют кремнисто-базальтовые, кремнистые, кремнисто-терригенные и вулканогенно-осадочные толщи, участвующие в строении пакетов тектонических пластин. В последние годы были получены новые данные о возрасте и составе этих толщ, что позволило выделить среди них комплексы, формирование которых происходило как в надсубдукционных обстановках, так и вдали от зон субдукции.

Надсубдукционые образования представлены вулканогенно-осадочными породами ушбулакской и джаманшуркской свит. Ушбулакская свита сложена дацитами, андезитами, их туфами и туфопечаниками с прослоями красных яшм общей мощностью несколько сотен метров. В прослоях кремнистых пород собраны конодонты среднего ордовика. Джаманшурукская свита образована чередующимися эффузивами среднего и кислого состава, их туфами, туфопесчаниками, туффитами и кремнистыми туффитами с прослоями и линзами известняков общей мощностью 1500–1600 м. В известняках и кремнистых туффитах собраны конодонты катийского-хирнантского ярусов верхнего ордовика **[6]**.

К комплексам, формирование которых происходило вдали от зон субдукции, отнесены кремнисто-базальтовые итмурундинская и тюретайская свиты. Итмурундинская свита сложена подушечными базальтами и трахибазальтами с линзами литокластических туфов, прослоями и линзами, образованными красными яшмами или переслаиванием белых и зеленых кремней, красных и зеленых кремнистых туффитов. Общая мощность свиты составляет 600–800 м. В кремнистых породах собраны конодонты средней части дарривильского яруса среднего ордовика **[6]**. Особенности состава базальтов итмурундинской свиты свидетельствуют об их сходстве с базальтами OIB и E-MORB и формировании в пределах океанических островов или симаунтов. Тюретайская свита сложена афировыми подушечными и массивными базальтами с прослоями и линзами красных яшм общей мощностью 250–300 м. В яшмах собраны конодонты верхов дарривильского яруса среднего ордовика – сандбийского яруса верхнего ордовика **[6]**. Составы базальтов тюреайской свиты близки к базальтам N-MORB, а их формирование могло происходить в срединно-океаническом хребте.

Выявление кембрийских и ордовикских надсубдукционных и океанических комплексов в Северо-Бахашской зоне является важным для реконструкции истории развития казахстанской части Джунгаро-Балхашского бассейна и позволяет предложить модель эволюции конвергентной внутриокеанической зоны на протяжении почти 100 млн лет. Характерными особенностями эволюции этой зоны являются разнонаправленная миграция фронта островодужного магматизма при сохраняющемся направлении субдукции и наращивание позднеордовикского аккре-

ционного клина, в котором участвуют комплексы симаунтов и срединно-океанических хребтов, в том же направлении, что и реконструируемое направление субдукции.

Проведено сравнение комплексов Северо-Балхашской зоны и офиолитовых меланжей Танбале, Майли и Барлеик на юге Западной Джунгарии в Северо-Западном Китае. Установлено, что эволюция раннепалеозойских внутриокеанических структур, реконструируемых в Северо-Балхашской зоне и на юге Западной Джунгарии, имеет одинаковые продолжительность, этапы и обстановки формирования основных комплексов. Это позволяет рассматривать Северо-Балхашскую зону и офиолитовые меланжи юга Западной Джунгарии в качестве фрагментов единой структуры, разделенной в позднем палеозое – раннем мезозое Джунгарским правым сдвигом, амплитуда смещения по которому могла достигать 250 км.

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

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

[2] *Дегтярев К.Е., Якубчук А.С., Лучицкая М.В., Третьяков А.А.* Фрагмент раннекембрийского офиолитового разреза в структуре Северо-Балхашской зоны (Центральный Казахстан): строение и обоснование возраста // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 1. С. 5–11.

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

[4] *Петрография Центрального Казахстана*. Т. II. Интрузивные формации основных и ультраосновных пород / Ред. Н.П. Михайлов. М.: Недра, 1971. 360 с.

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

[6] *Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Yu., Tretyakov A.A.* Siliceous – volcanic associations of the Northern Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): biostratigraphy, sedimentation and tectonic evolution in the Middle-Late Ordovician // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2020. V. 551. 109748.

[7] *Pilitsyna A.V., Degtyarev K.E., Tretyakov A.A.* First find of phengite eclogites and garnet-glaucophane schists associated with jadeitites in the Kenterlau-Itmurundy serpentinite mélange (North Balkhash ophiolite zone; Central Kazakhstan) // Abstract Volume of the 13th International Eclogite Conference / Eds. C. Mattinson, D. Castelli, S.W. Faryad, J. Gilotti, G. Godard, A. Perchuk, D. Rubatto, H.-P. Schertl, T. Tsujimori, Y.-F. Zheng. Petrozavodsk: KRC RAS, 2019.

[8] *Zhylkaidarov A.M.* Conodonts from Ordovician of Central Kazakhstan // Acta Palaeontologica Polonica. 1998. V. 48. P. 53–68.

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

2020. Выпуск 18. С. 95–97

ИЗОТОПИЯ СТРОНЦИЯ В ВОДЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ И ЕГО ОБИТАТЕЛЯХ

Е.И. Демонтерова[1], А.В. Иванов[1], Е.В. Скляров[1], Г.В. Пашкова[1], М. Тягун[2]

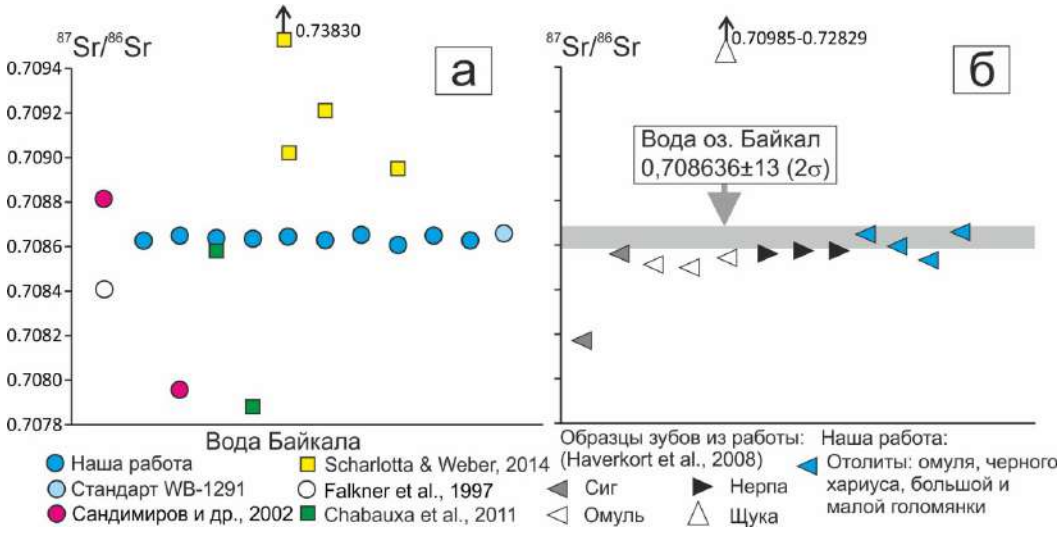
[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН dem@crust.irk.ru
[2] Иркутск, Лимнологический институт СО РАН

Анализ изотопов стронция в воде применим для изучения палеоклимата, археологических исследований, изучения миграции животных и человека. Перефразируя **[1]**, животные – это то, что они пьют. Стронций, растворенный на уровне сотен частей на миллиард в пресных природных водах **[2–5]**, откладывается в костях, зубах и волосах. Таким образом, анализируя $^{87}Sr/^{86}Sr$ в этих материалах, можно определить изотопный состав питьевой воды. Имея карту вариаций изотопного состава воды в регионе, можно решать обратную задачу – восстанавливать миграцию животных и человека **[6]**.

В данном исследовании мы проводим анализ изотопного состава воды оз. Байкал, а также некоторых байкальских рыб, сопоставляя наши результаты с ранее опубликованными данными **[3, 7–10]**. Наша работа мотивирована тем, что опубликованные данные показывают большой разброс $^{87}Sr/^{86}Sr$ значений как в байкальских водах, так и в костных остатках байкальских рыб. Это противоречит имеющимся представлениям о быстрой гомогенизации изотопного состава стронция в воде. Например, изотопный состав стронция Мирового океана однороден (сегодня 0.709202±0.000003), независимо от географической локализации, а уравновешивание в океанических водоемах происходит всего за несколько тысяч лет **[11]**. Озеро Байкал – самый объемный пресноводный резервуар на Земле, сопоставимый по объему с некоторыми морями, например такими как Желтое или Балтийское. По элементным данным, время уравновешивания Sr в оз. Байкал оценивается в 320–370 лет **[3, 9]**. Таким образом, можно ожидать, что соотношение изотопов Sr также должно быстро уравновешиваться в воде озера.

Образцы для этого исследования собраны в 2016 и 2020 гг. Сбор образцов проводился в бассейне оз. Байкал с катера с использованием батометра Нискина с глубины от 5 до 400 м. Большинство проб отобрано с глубины 400 м. Дополнительно взят образец воды оз. Байкал, предложенный в качестве элементного стандарта сравнения **[4]**. 50 мл каждого образца воды высушивали, растворяли в 2N HNO_3. Стронций отделяли от матрицы образца с использованием смолы EIchrom SrSpec, заполненной в наконечники для дозаторов объемом 1.0–0.5 мл, элюентом для Sr была вода 18.2 МОм. Для сопоставления $^{87}Sr/^{86}Sr$ воды оз. Байкал с ее обитателями изотопный состав определен в отолитах и зубах рыб (байкальский омуль, черный хариус, малая и большая голомянка). Отолиты и зубы рыб промывали в ультрачистой воде 18.2 МОм в ультразвуковой ванне в течение часа при 45 °С. Удалив воду, добавляли 0.5N HNO3 на 1 мин, затем образец промывали водой 18.2 МОм, сушили и взвешивали. Растворение образцов происходило в 1 мл 15N HNO3 при 160 °С. Процедура выделения Sr была такой же, как для воды. Изотопные отношения определяли на масс-спектрометре Finnigan MAT-262. Отношения изотопов стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ нормализованы относительно $^{88}Sr/^{86}Sr$=8.375209. Для контроля правильности измерялся стандарт NIST SRM 987, показавший значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.710259±13 (n=5).

В итоге, изотопный состав Sr в воде оз. Байкал, независимо от места и глубины отбора, определенный нами, составляет 0.708636±13 (n=11) (рисунок, *а*). Этому же значению соответствует образец воды оз. Байкал, предлагаемый в качестве элементного стандарта сравнения. В ранних публикациях **[2, 7, 9, 10]** разброс $^{87}Sr/^{86}Sr$ в воде оз. Байкал находится в интервале от 0.70788 до 0.70895, а в заливах Малого Моря – в интервале более высоких значений – от 0.70902 до 0.73830 **[10]** (рисунок, *а*). При этом опубликованные данные по костям омуля и нерпы находятся в узком интервале значений – от 0.70851 до 0.70858, находясь практически в пределах ошибки измерений. Таким образом, в ранее опубликованных работах значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в воде озера и в костях рыб и нерпы не согласуются с постулатом «в изотопном смысле, рыба = вода». Отклонение от $^{87}Sr/^{86}Sr$ воды по зубам рыб зафиксированы только в одном образце осетра (0.708180) и во всех образцах щук (0.70985–0.72829, n=3) **[8]**. Значения $^{87}Sr/^{86}Sr$,



$^{87}Sr/^{86}Sr$ в воде оз. Байкал. *а* – сравнение полученных данных по $^{87}Sr/^{86}Sr$ в воде оз. Байкал с опубликованными значениями. Кружки – данные, полученные методом TIMS, квадраты – данные, полученные методом MC-ICP-MS. *б* – сравнение полученных данных по $^{87}Sr/^{86}Sr$ для байкальских рыб и нерпы. Серой линией показан 2σ интервал для воды оз. Байкал по нашим данным.

определенные в нашей работе по отолитам черного хариуса (0.708595±11), байкальского омуля (0.708655±15), малой и большой голомянки (0.708658±15 и 0.708536±14), находятся в узком интервале и близки к интервалу значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в водах озера, полученных в нашей работе. Иными словами, если использовать данные только наших измерений, подтверждается постулат, что рыба и вода одинаковы по изотопному составу, то есть подтверждается ожидаемая гомогенность вод оз. Байкал по изотопному составу Sr.

Отличия полученных нами изотопных отношений от работ других исследователей связаны, по-видимому, с несколькими факторами. Первый фактор – это отбор образцов. Возможно, что на отобранные образцы в береговой зоне озера влияют антропогенные загрязнения, заболачивание берега, изотопный состав притоков и глубина залива. Например, возможное влияние данных факторов показано в работах **[12, 13]**. Вторым немаловажным фактором может являться процедура подготовки проб для изотопных исследований. Разброс изотопных данных в ранее опубликованных работах по воде превышает таковой в костях и зубах омуля и нерпы. Отличие воды от костей и зубов может быть связано с тем, что в воде концентрации Sr находятся на уровне первых сотен мг/кг, а в костях и зубах – на порядок выше. То есть нельзя исключать, что разброс изотопных значений по воде обусловлен лабораторным загрязнением. Аномально высокие значения для щуки могут быть связаны с ее питанием в прибрежной илистой зоне и, возможно, с унаследованием высоких изотопных отношений стронция из ила.

Таким образом, во-первых, мы утверждаем, что $^{87}Sr/^{86}Sr$ для воды оз. Байкал соответствует значению 0.708636±13 (2σ), рассчитанному как взвешенное среднее из наших данных. Это значение следует использовать при палеоклиматических исследованиях, изучении миграции животных и людей, живших в Байкальском регионе, и при других аналогичных исследованиях. Во-вторых, мы показали, что отолиты рыб могут успешно использоваться для восстановления изотопного состава воды, наряду с зубами и костями рыб.

Аналитические исследования проведены в ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН (г. Иркутск).

[1] *Tykot R.H.* Stable isotopes and diet: You are what you eat // Proceedings of the International School of Physics Enrico Fermi / Eds. M. Martini, M. Milazzo, M. Piacentini. 2004. V. 154. P. 433–444.

[2] *Falkner K.K., Measures C.I., Herbelin S.E., Edmond J.M.* The major and minor element geochemistry of Lake Baikal // Limnology and Oceanography. 1991. V. 36. P. 413–423.

[3] *Falkner K.K., Church M., Measures C.I. et al.* Minor and trace element chemistry of Lake Baikal, its tributaries and surrounding hot springs // Limnology and Oceanography. 1997. V. 42. P. 329–345.

[4] *Suturin A., Paradina L.F., Epov V.N., Semenov A.R., Lozhkin V.I., Petrov L.L.* Preparation and assessment of a candidate reference sample of Lake Baikal deep water // Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy. 2003. V. 58. P. 277–288.

[5] *Склярова О.А.* Исследования в бассейне Байкала // География и природные ресурсы. 2011. № 1. С. 53–59.
[6] *Madgwick R., Lamb A.L., Sloane H., Nederbragt A.J., Albarella U., Pearson P.M., Evans J.A.* Multi-isotope analysis reveals that feasts in the Stonehenge environs and across Wessex drew people and animals from throughout Britain // Science Advances. 2019. V. 5. eaau6078.
[7] *Chabaux F., Granet M., Larqué P., Riotte J., Skliarov E.V., Skliarova O., Alexeieva L., Risacher F.* Geochemical and isotopic (Sr, U) variations of lake waters in the Ol'khon Region, Siberia, Russia: Origin and paleoenvironmental implications // Comptes Rendus Geoscience. 2011. V. 343. P. 462–470.
[8] *Haverkort C.M., Weber A., Katzenberg M.A., Goriunova O.I., Simonetti A., Creaser R.A.* Hunter-gatherer mobility strategies and resource use based on strontium isotope (Sr^{87}/Sr^{86}) analysis: a case study from Middle Holocene Lake Baikal, Siberia // Journal of Archaeological Science. 2008. V. 35. P. 1265–1280.
[9] *Сандимиров И.В., Башина В.С., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А.* Изотопный состав стронция в водной системе и донных осадках оз. Байкал // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. С. 408–410.
[10] *Scharlotta I., Weber A.* Mobility of Middle Holocene forageas in the Cis-Baikal region, Siberia: Individual life history approach, strontium ratios, rare earth and trace elements // Quaternary International. 2014. V. 348. P. 37–65.
[11] *Depaolo D.J., Ingram B.L.* High-resolution stratigraphy with strontium isotopes // Science. 1985. V. 227. P. 938–941.
[12] *Thomsen E., Andreasen R.* Agricultural lime disturbs natural strontium isotope variations: Implications for provenance and migration studies // Science Advances. 2019. V. 5. eaav8083.
[13] *Meknassi E., Dera S., Cardone G., De Rafélis T., Brahmi M., Chavagnac V.* Sr isotope ratios of modern carbonate shells: Good and bad news for chemostratigraphy // Geology. 2020. V. 46. P. 1003–1006.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 98–99

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЙСМОГЕННЫХ РАЗРЫВОВ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ

И.А. Денисенко, О.В. Лунина, Е.В. Серебряков

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, denisenkoivan.1994@mail.ru

Изучение сейсмогенных разрывов Байкальского региона началось в 1956 г. с разработки нового палеосейсмогеологического метода. Суть метода заключалась в определении наивысших уровней сейсмической активности сейсмогенных структур по остаточным деформационным признакам, видимым на поверхности земли **[2–6]**. Разработанный метод дал огромный прорыв в сейсмогеологических исследованиях Прибайкалья. Более чем за полувековую историю палеосейсмогеологических исследований на территории Байкальского региона было выявлено не менее 70 сейсмодислокаций, многие из которых были детально изучены.

Основным методом изучения сейсмогенных разрывов в настоящее время остается палеосейсмогеологический метод. Данный метод в основном включает в себя аэровизуальные, морфологические наблюдения и тренчинг. Проследить внутреннюю структуру сейсморазрыва в приповерхностной части возможно, только вскрыв разрыв горной выработкой. Однако тренчинговые работы имеют большие ограничения, поэтому полностью проследить зону разрыва на глубине и вкрест его простирания удается крайне редко. В связи с этим на сегодняшний день из-за недостаточной изученности отдельных сейсмогенных деформаций существуют разногласия в оценках параметров многих сейсмодислокаций. Сейчас, благодаря развитию современных технологий, появилась возможность применять альтернативные методы получения информации о внутреннем строении разрывов в приповерхностной части земной коры. Одним из них является георадиолокация. Метод позволяет в благоприятных геофизических условиях получать данные о внутреннем строении разрывных структур в приповерхностной части земной коры до глубины 16–20 м. Он является одним из лучших геофизических методов неразрушающего контроля, благодаря которому стало возможно проводить палеосеймогеологические исследования в труднодоступных для изучения районов.

Для определения особенностей проявления сейсмогенных разрывов Байкальского региона были детально исследованы сейсмодислокации, приуроченные к Приморскому, Зундукскому и Дельтовому разломам. Все они имеют хорошую выраженность в рельефе и благоприятные условия для применения современных методов исследования.

В общей сложности в ходе исследований было интерпретировано более 50 различных радарограмм. Анализируя георадиолокационные изображения по всем участкам исследования, можно выделить одну отличительную особенность проявления разрывных нарушений с углами наклона 50–68°: они проявляются достаточно контрастной наклонной осью синфазности, которая сечет субгоризонтально залегающие георадарные комплексы со смещением или без него. В некоторых случаях в зоне пересечения с осями синфазности видна размытая и/или «раздробленная» георадиолокационная картина, появление которой обусловлено изменением диэлектрической проницаемости среды за счет повышенной трещиноватости пород в зоне разрыва **[1]**.

При более крутых углах падения такого эффекта не наблюдается. Разрывные нарушения, имеющие более крутые углы падения на радарограммах, интерпретируются по иным признакам: по разрыву осей синфазности, представляющих собой прозрачные линии с амплитудами сигналов, близкими к нулю; по хаотичным отражениям в области разрыва, обусловленным дроблением пород; по границе, разделяющей блоки с резко различными амплитудами сигналов. За пределами зоны нарушений волновая картина на всех радарограммах характеризуется преимущественно протяженными осями синфазности разной интенсивности, свидетельствующими о спокойном залегании толщ.

Полученные результаты по изучению разрывных нарушений Байкальского региона согласуются с результатами работ в различных регионах мира **[7–9]**.

Таким образом, проведенные исследования позволили определить основные признаки проявления сейсмогенных разрывов в приповерхностной части земной коры по данным георадиолокации, что будет способствовать развитию сейсмотектонических исследований в Байкальском регионе.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ и правительства Иркутской области в рамках научного проекта № 20-45-385001 р_Наставник. Авторы благодарны ФГБУ «Заповедное Прибайкалье» за возможность проведения научно-исследовательских работ на территории Байкало-Ленского заповедника в рамках договора о сотрудничестве № 43 от 30.05.2019 г.

[1] *Дьяков А.Ю., Калашник А.И.* Особенности применения электромагнитного зондирования для оценки геолого-структурного строения массива скальных пород // Современные инновационные технологии подготовки инженерных кадров для горной промышленности и транспорта (Украина). 2018. Т. 1. № 4. С. 15–20.

[2] *Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С.* Палеоземлетрясения Прибайкалья: методы и результаты датирования // Геотектоника. 2010. № 2. С. 77–96.

[3] *Солоненко В.П.* Сейсмическое районирование Восточной Сибири. Иркутск, 1963.

[4] *Флоренсов Н.А., Тресков А.А., Солоненко В.П.* О сейсмическом районировании Восточной Сибири // Бюллетень Совета по сейсмологии. № 8. Вопросы сейсмического районирования. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

[5] *Хромовских В.С.* Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М.: Наука, 1965. 120 с.

[6] *Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Имаев В.С.* Палеосейсмодислокации и палеоземлетрясения зоны Приморского разлома (оз. Байкал) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42. № 3. С. 5–19.

[7] *Anderson K.B., Spotila J.A., Hole J.A.* Application of geomorphic analysis and ground-penetrating radar to characterization of paleoseismic sites in dynamic alluvial environments: An example from southern California // Tectonophysics. 2003. V. 368. P. 25–32.

[8] *McCalpin J.* Paleoseismicity of Quaternary faults near Albuquerque, New Mexico. GEO-HAZ Consulting, Inc., 2000. 46 p.

[9] *Drahor M.G., Berge M.A.* Integrated geophysical investigations in a fault zone located on southwestern part of İzmir city, Western Anatolia, Turkey // Journal of Applied Geophysics. 2017. V. 136. P. 114–133.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 100–102

КОНТРАСТНЫЙ МАГМАТИЗМ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ЗАВЕРШЕНИЯ ОРОГЕНЕЗА (ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА)

И.М. Дербеко

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

Палеовулканические структуры в южном обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП), сложенные образованиями бимодального (галькинского) комплекса, по характеру вулканической деятельности представляют палеовулканы центрально-трещинного типа. Они формируют вулканоплутонические поля площадью от 2 до первых сотен км^2, строение которых отличается по мощности и процентному соотношению фациальных разновидностей. Но в пределах каждого поля сохраняется последовательность формирования покровной фации, которая выражена в следующем: основание покрова – трахиандезибазальты, андезибазальты, андезиты, трахиандезиты, трахибазальты, переслаивающиеся с туфотерригенными породами; средняя часть – риолиты, риолитовые дациты, трахириолиты, дациты, перлиты, туфы и игнимбриты; завершается разрез покровом трахиандезитов, реже – андезитов, андезитовых базальтов. Процентное соотношение пород комплекса: основного состава – 35–55 %, среднего – 9–25 %, кислого – 20–35 %, туфогенно-осадочного – 10–16 %. Тела жерловой фации слагают агломераты, лапиллиевые и псаммитовые туфы, кластолавы кислого и, реже, среднего состава. Субвулканические тела образуют штоки и дайки. Формирование вулканитов сопровождается становлением плутонических пород преимущественно кислого состава нормального – субщелочного ряда, которые относятся к гранитам А-типа. Плутоны, комагматичные вулканитам среднеосновного состава, имеют характеристики образований I- и S-типа. Бимодальный состав пород обусловлен двумя диапазонами содержания SiO_2: 47–64 и 72–78 мас. % при практическом отсутствии промежуточных разновидностей. Период формирования комплекса составляет 119–97 млн лет (сводка по **[3]**).

В северном обрамлении традиционно описывались локальные вулканические поля, в пределах которых отмечались разрозненные плутонические тела. Считать их единым комплексом предложено впервые в работе **[1]**, а к контрастной серии эти породы отнесены в работе **[3]**, где выделены как бимодальный вулканоплутонический (бомнакский) комплекс. Контрастность пород обусловлена двумя диапазонами содержания SiO_2: 49–64 и 69–78 мас. %. По своим петро- и геохимическим характеристикам эти образования идентичны породам галькинского бимодального комплекса **[3]**.

По выборке, сформированной из 84 проб, включающих все разновидности пород бимодальных комплексов южного и северного обрамления восточного звена МООП, проведен корреляционный анализ, в результате которого выделено две ассоциации элементов: SiO_2-K_2O и TiO_2-P_2O_5-FeO-CaO-Al_2O_3-MnO-MgO-Sr-Ba-Zr, связанные между собой отрицательными корреляционными зависимостями. Положительная корреляционная связь с кремнеземом отмечается для Rb (r=0.566 при $r_{5\%}$=0.514) и Nb (r=0.342 при $r_{5\%}$=0.514), нечеткая отрицательная – для Y (r=–0.601 при $r_{5\%}$=0.514). Таким образом, почти во всех рассмотренных соотношениях петрогенных и ряда редких элементов с SiO_2 выявляется единый тренд корреляции, характерный для бимодальных серий. Все породы обогащены LREE при (La/Yb)n=5.5–33.6 (преобладают значения 10–20), в которых значимо проявлено накопление La относительно Sm (La/Sm)n=2.9–10.5 (преобладают значения 3–4), тогда как уровень фракционирования тяжелых лантаноидов низкий (Gd/Yb)n=0.9–3.9. Eu-минимум в основных и средних породах выражен слабо: Eu/Eu*=0.70–0.95 для пород в южном обрамлении, 0.50–0.75 – для пород в северном обрамлении. Мультиэлементные спектры характеризуются устойчивыми отрицательными аномалиями Nb, Ta и Ti для всех разновидностей и изменчивой аномалией Sr: для кислых пород – отрицательной, для основных и средних пород – от слабоотрицательной до почти положительной. Положительными аномалиями отмечены содержания Ba, Rb, Th, K.

Образования бимодального галькинского комплекса характеризуются выдержанными изотопными составами при вариациях отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7057–0.7063, 0.7081–0.7084) и широким интервалом значений $\varepsilon Nd_{(T)}$=(–0.6)–(–3.6) (сводка по **[3]**). Модельный Nd возраст – T_{Nd}(DM-2st) – соответствует относительно узкому интервалу – 975–1314 млн лет, что может указывать на вещественную однородность субстрата плавления с коровой компонентой позднего рифея. Для образований бимодального бомнакского комплекса характерны следующие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.7059–0.7088 при $\varepsilon Nd_{(T)}$=(–11.7)–(–14.7) **[2,** данные автора**]**. Модельный Nd возраст – T_{Nd}(DM-2st) соответствует довольно узкому интервалу: 1901–1937 млн лет **[2]**, что может указывать на вещественную однородность субстрата плавления с коровой компонентой раннего протерозоя. Изотопные данные вулканитов и плутонических образований согласуются с изотопными характеристиками вмещающих их блоков земной коры: в южном обрамлении они проявлены на северной окраине Аргунского супертеррейна, в составе которого широко развиты образования рифейской складчатости, а в северном обрамлении они наложены на образования южного обрамления Сибирской платформы, где широко развиты раннепротерозойские образования.

Для установления возможных мантийных источников, повлиявших на формирование пород рассматриваемых комплексов, проанализировано поведение пар несовместимых элементов, которые в процессе дифференциации магмы имеют свойство накапливаться в остаточном расплаве независимо от состава магмы. Анализ соотношений концентраций пар элементов-примесей указывает на близость пород бимодальной серии подобным соотношениям островодужного модельного источника при участии (в различной степени) обогащенных источников типа OIB, CC и источника типа MORB. Нельзя отрицать и участие кристаллизационной дифференциации, влияющей на накопление элементов. Для всех разновидностей характерно высокое значение Th/Ta=9.7–41.4 (модельное значение источника IAB близко к 9) при относительно постоянном отношении Nb/U. Показано, что повышение содержания Nb сопровождается повышением содержания SiO_2, что соответствует увеличению степени дифференциации магм или уменьшению степени плавления источника. Так как рост содержания кремнезема происходит при соотношениях Th/Ta, значительно превышающих эти значения для среднего состава CC, можно считать, что этот процесс более связан с дифференциацией магм, формирующих бимодальные комплексы. Но при этом нельзя исключать и роль смешения таких источников, как MORB, IAB, CC. То, что образования бимодальных комплексов испытали обогащение коровым веществом, подтверждается высокими значениями соотношений Ce/Y и La/Nb **[4]**, резким различием степени фракционирования LREE и HREE. По данным соотношений Ti/Y (380–162 и 225–43), Lu/Hf (0.04–0.10 и 0.05–0.32), Sm_n/Yb_n, основная часть значений укладывается в интервалы 3.5–5.0 и 2–4 в основных и средних и кислых разновидностях, соответственно можно сделать вывод, что составляющая бимодальных комплексов среднеосновного состава формировалась на более значительных глубинах и менее обогащена коровым материалом.

На диаграммах тектонических обстановок фигуративные точки образований бимодальных комплексов кислого состава концентрируются в поле коллизионных или на границе коллизионных и внутриплитных условий формирования. Для пород основного и среднего состава определяется поле базальтов островных дуг со смещением и частичным размещением в поле базальтов как континентальных рифтов, так и траппов. Вероятнее всего, этот период соответствует переходу между субдукционными обстановками и коллизионными, которые впоследствии преобладали и продуцировали активный орогенез в конце раннего мела: 119–97 млн лет. Подтверждение этому выводу можно найти в работе **[5]**. Авторы проанализировали положение палеоширот в пределах МООП в зависимости от времени и установили, что окончательное сближение Северо-Азиатского и Северо-Китайского кратонов произошло в конце раннего мела. Этот возрастной этап и соответствует формированию бимодальных комплексов в обрамлении МООП и окончательному формированию орогена.

[1] *Геологическая карта Амурской области.* Масштаб 1:500000. Объяснительная записка / Составители: Н.Н. Петрук, Т.В. Беликова, И.М. Дербеко. Благовещенск: ООО «Амургеология», 2001. 227 с.

[2] *Стриха В.Е., Родионов Н.И.* Раннемеловая коллизионная гранит-лейкогранитовая ассоциация Станового террейна: новые геохронологические, геохимические и изотопно-геохимические данные // ДАН. 2006. Т. 406. № 3. С. 375–379.

[3] *Derbeko I.M.* Bimodal volcano-plutonic complexes in the frames of Eastern member of Mongol-Okhotsk orogenic belt, as a proof of the time of final closure of Mongol-Okhotsk basin. Chapter 5 // Updates in vol-

canology – a comprehensive approach to volcanological problems / Ed. F. Stoppa. Croatia: In Tech, 2012. P. 99–124.

[4] *Hoffman A.W., Jochum K.P.* Source characteristics derived from very in compatible trace elements in Mauna Loa and Mauna Kea basalts, Hawaii Scientific Drilling Project // Journal of Geophysical Research. 1996. V. 101. P. 11831–11839.

[5] *Zhang K.-J., Yan L.-L., Ji C.* Switch of NE Asia from extension to contraction at the mid-Cretaceous: A tale of the Okhotsk oceanic plateau from initiation by the Perm Anomaly to extrusion in the Mongol–Okhotsk ocean? // Earth-Science Reviews. 2019. V. 198. 102941.

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

2020. Выпуск 18. С. 103–105

ПЛОТНОСТНАЯ И ТЕРМАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА ПО ДАННЫМ СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА АНОМАЛЬНЫХ ГРАВИТАЦИОННОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ

А.Н. Диденко[1, 2], М.Ю. Носырев[1], Г.З. Гильманова[1]

[1] Хабаровск, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН
[2] Хабаровск, Тихоокеанский государственный университет

Изучение глубинного строения земной коры и литосферной мантии в зонах сочленения океан – континент дает принципиально важную основу для: 1) установления геодинамических процессов, формировавших и формирующих геологическую структуру таких регионов; 2) выявления их металлогенических особенностей; 3) оценки рисков, связанных с вулканизмом, сейсмичностью и другими сопутствующими катастрофическими явлениями. Одним из наиболее информативных и доступных в настоящее время направлений для этого является изучение плотностной и термальной структуры недр на основе спектрального анализа потенциальных геофизических полей. Изучению глубинного строения земной коры и верхней мантии юга Дальнего Востока России посвящен ряд работ **[2, 3, 7** и др.**]**, но в силу объективных причин расчеты в этих работах выполнялись или по отдельным профилям, или для локальных площадей и на ограниченную глубину. Детальных и увязанных между собой плотностных и термальных моделей литосферы территории Сихотэ-Алинского орогенного пояса не существует, и получение таких взаимоувязанных между собой моделей представляется задачей весьма актуальной.

В качестве основы исследований послужили цифровые карты аномального магнитного и гравитационного (редукция Буге) полей континентальной части Дальнего Востока России масштаба 1:1000000, подготовленные ВСЕГЕИ по заказу ИТиГ ДВО РАН. Карты разбивались на отдельные «окна» размером 100×100 и 300×300 км с перекрытием от ⅓ до ½ их площади. Для всех «окон» с помощью программных комплексов (Coscad-3D, Surfer) рассчитывались гриды с размером ячейки 1 км. Для гридов аномального магнитного поля (100×100 км) выполнялась редукция к полюсу, затем проводился расчет среднего кругового энергетического спектра и вычисление по нему глубин кровли и подошвы магнитоактивного слоя **[11]**. По гридам гравитационного поля (300×300 км) по такой же методике проводился расчет глубины Мохо. Расчет 3D плотностной модели земной коры и литосферной мантии Сихотэ-Алинского региона проводился методом вариаций **[1]** с применением методов адаптивной полосовой фильтрации на этапе выделения аномалий определенных частот в программном комплексе Coscad-3D **[6]**. В итоге была построена объемная (“voxel” с ячейкой 10×10×10 км) модель, показывающая распределение избыточной плотности на глубинах от 6 до 131 км в процентах к ее среднему значению на заданном уровне.

Глубина подошвы магнитного слоя (CPD), отождествляемая нами с изотермой 578 °С (точки Кюри магнетита), варьируется от 13 до 30 км (средняя 21). Структура поверхностного теплового потока в континентальных областях определяется тремя основными источниками: коровым радиогенным, нестационарным орогенным и мантийным. Средняя плотность поверхностного теплового потока для Сихотэ-Алиня составляет 51 мВт/м^2 **[3]**. Величину «орогенного тепла» в нашем случае можно принять за константу. Вкладом радиогенного тепла на рассматриваемых глубинах можно пренебречь, так как радиогенная теплогенерация с глубиной резко убывает, и на уровне 21 км она составляет не более 10 % от полного поверхностного теплового потока **[9]**. Согласно расчетам П.Ю. Горнова **[3]**, плотность поверхностного радиогенного теплового потока для Сихотэ-Алинского орогена составляет 29 мВт/м^2, следовательно, на глубине 21 км она будет составлять всего лишь 2–3 мВт/м^2. Полагаем, что наблюдаемые различия в глубине CPD связаны в основном с проявлением глубинных высокоэнергетических процессов, в том числе и на ранних стадиях становления Сихотэ-Алинского орогенного пояса (субдукция,

эклогитизация, мантийные диапиры, глубинные разломы и пр.). Относительные максимумы теплового потока наблюдаются в шести областях, пять из которых совпадают с площадями максимального выделения энергии при землетрясениях, зафиксированных здесь с 1886 по 2013 г. **[4]**. Для большинства относительных максимумов теплового потока наблюдается совпадение с участками повышенной плотности на глубинах 30–45 км, что свидетельствует о более высоком положении более плотных и «горячих» глубинных пород в ряде областей пояса.

В основе построенной карты поверхности Мохо лежат расчеты по 92 точкам – размах глубин составляет от 22.4 до 42.2 км (средняя 32.6 км), что согласуется, в общем, с глубинами Мохо модели **[10]** для рассматриваемого региона – размах от 21.0 до 38.5 км (средняя 33.9), но рисовка изолиний существенно отличается. На нашей карте выделяются депрессии, расположенные под горными хребтами и массивами (Сихотэ-Алинь, Баджальский, Ям-Алинь, Тайкан), тогда как в **[10]** они никак не выражены.

При анализе плотностной 3D-модели обращает на себя внимание изменение характера распределения аномалий с глубиной. В коре оно имеет почти мозаичный характер, за исключением некоторых площадей, где развиты протяженные линейные структуры, сложенные магматическими породами (Восточный Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс). На уровне Мохо и ниже модель показывает наличие значительных линейных плотностных неоднородностей в мантии региона, причем с глубиной линейность проявляется все отчетливее.

В модели отчетливо проявлены две мантийные зоны интенсивного разуплотнения – меридиональная Баджал-Ям-Алиньская (БАЗМР) на северо-западе и северо-северо-восточная Сихотэ-Алинская (САЗМР) на востоке. Наиболее контрастно проявлена первая, протягивающаяся более чем на 500 км с севера на юг, которой отвечает одноименный минимум поля силы тяжести **[2, 7]**. Зона мантийного разуплотнения отчетливо фиксируется до глубин 130 км, она захватывает структуры как Монголо-Охотского, так и Сихотэ-Алинского орогенных поясов, фактически маркируя западную границу последнего. На поверхности зоне соответствует Хинганo-Охотский магматический ареал, представленный вулканогенными и вулканоплутоническими ассоциациями позднеальб-сеноманского возраста **[8]**. Южным ограничением БАЗМР являются левосторонние сдвиги системы Тан-Лу – Курский и Харпийский. САЗМР протягивается почти на 900 км в ССВ направлении и по ряду параметров отличается от БАЗМР. Последняя проявляется более контрастно как по дефициту плотности, так и за счет ее отчетливого проявления на всю изученную глубину; преобладают вертикальные элементы структуры мантийного разуплотнения – почти вертикальная зона шириной около 100 км «рассекает» изученную часть мантии. В САЗМР, наряду с вертикальными элементами плотностной структуры, отчетливо развиты плотностные границы, погружающиеся на запад под углом 40–45°. Полагаем, эта структура с повышенной плотностью и западной вергентностью отвечает позднеюрско-раннемеловому (?) слэбу океанической плиты Изанаги, погружавшейся под палеоконтинент.

Второй временной уровень образования плотностных неоднородностей в мантии связан с более молодыми геологическими процессами. На глубинах 25–80 км наблюдаются короткие участки повышенной плотности субмеридионального и субширотного направлений, с которыми в ряде случаев пространственно совпадают осадочные впадины и покровы неогеновых базальтов. Возможно, участки субширотной ориентировки являются продолжением разломов, развитых на дне Японского моря. При сопоставлении плотностной модели с картой основных разломов региона **[5]** видно мантийное заложение некоторых из них – это Центральный Сихотэ-Алинский, Харпийский, Киселевский, Верхнемельгинский, Мельгинский и дискомформные к двум последним Южно-Тукурингрский, Ниланский и Тугурский. Проекции этих разломов в мантии достаточно хорошо совпадают с плотностными границами.

Как представляется авторам, наблюдается закономерное положение некоторых известных крупных месторождений и рудопроявлений золота и олова на территории Северного Сихотэ-Алиня по отношению к выявленным плотностным аномалиям. Анализ проекций координат месторождений на уровень 40–50 км не предполагает какой-либо закономерности их положений по отношению к плотностным аномалиям, а вот для более глубоких уровней такая закономерность вполне очевидна: 1) четыре крупных Sn-W месторождения (Перевальное, Правоурминское, Соболиное, Фестивальное) приурочены к БЗМР и располагаются на границах между относительно низко- и высокоплотностными блоками; 2) пять золоторудных месторождений (Белая Гора, Многовершинное, Понийское, Малмыж, Тырское) и два рудопроявления располагаются над линейной зоной повышенной плотности, протягивающейся с юга на север Сихотэ-Алиня. Два золоторудных месторождения (Албазино и Чульбаткан) расположены на границе между относительно низко- и высокоплотной областями.

Исследование проведено при поддержке РНФ (проект № 16-17-00015) и в рамках госзадания ИТиГ ДВО РАН (тема АААА-А18-118020790046-0).

[1] *Андреев Б.А., Клушин И.Г.* Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л.: Недра, 1965. 495 с.

[2] *Брянский Л.И.* Плотностная структура земной коры и верхов мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука, 1995. 142 с.

[3] *Глубинное строение и металлогения Восточной Азии* / Ред. А.Н. Диденко и др. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.

[4] *Диденко А.Н., Трофименко С.В., Быков В.Г., Меркулова Т.В., Гильманова Г.З.* Оценка сейсмического риска территории континентальной части юга Дальнего Востока России. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2018. 82 с.

[5] *Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З.* Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.

[6] *Петров А.В., Юдин Д.Б., Сюэли Х.* Обработка и интерпретация геофизических данных методами вероятностно-статистического подхода с использованием компьютерной технологии «КОСКАД 3Д» // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 2 (16). С. 126–132.

[7] *Подгорный В.Я., Романовский Н.П.* О моделировании и природе гравитационных минимумов в связи с формированием рудных систем (на примере Дальнего Востока, Россия) // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2011. № 2 (39). С. 31–47.

[8] *Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В.* Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 4–29.

[9] *Хуторской М.Д., Поляк Б.Г.* Роль радиогенной генерации в формировании поверхностного теплового потока // Геотектоника. 2016. № 2. С. 43–61.

[10] *A New Global Crustal Model at 1×1*. https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust1.html.

[11] *Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O.* Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 461–470.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 106–108

КОСМИЧЕСКИЕ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ КАК ОСНОВА НОВОГО ЭТАПА ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ АКТИВНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ПРИМЕРЕ КАМЧАТКИ И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ГОРНОГО ПОЯСА

Н.Л. Добрецов[1, 3], М.М. Буслов[2, 3], А.Н. Василевский[1], С.М. Жмодик[2, 3], А.В. Котляров[2], В.Ю. Тимофеев[1]

[1] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, dobrnl@ipgg.sbras.ru
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
[3] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

На примере Камчатки, Байкальского региона и Алтая **[1–4]**, а также структур, связанных с ледниковыми поднятиями-опусканиями на Скандинавском и Канадском щитах **[5]**, показано, что использование космогеологической информации приводит к новому качеству обобщений по изучению активных геологических процессов разного масштаба. С другой стороны, совершенствуются методы инструментального мониторинга, включая общую, региональную, детальную сейсмотомографию **[6–9]**, палеомагнитные методы датирования **[10]**, геодезический мониторинг с использованием спутниковых навигационных систем (GPS) **[11, 12]**, электромагнитные и другие геофизические методы исследования структуры нефтеносных и рудных полей **[13, 14]**, геохимические и биогеохимические методы исследования твердых пород, газов и жидкостей **[15–18]**, геохронологические методы **[19–21]**, минералогические и физико-химические методы исследования, в том числе изучение расплавных включений **[22–24]**, трековый метод **[25–27]**.

В то же время эти методы используются, как правило, без опоры на данные дистанционного зондирования Земли из космоса. Все более актуальной становится задача объединить эти подходы и проводить комплексный анализ целых регионов с целью получения трехмерного изображения разной глубинности и, по возможности, эволюцию создания этих структур. Методы дистанционного зондирования возможно объединить в две группы: космогеологические, основанные на анализе строения и состава геологических объектов по спектральным характеристикам космических снимков, включая использование цифровых моделей рельефа; спутниковые геофизические методы изучения с опорой на гравитационные карты.

В качестве опорных объектов для применения данных космических и инструментальных измерений рассмотрены геологические полигоны, где накоплена обширная информация: 1) Камчатка как регион активного субдукционного магматизма и связанного с ним оруденения; 2) Байкальский регион как пример областей растяжения (внутриконтинентального рифтогенеза) с участием сдвиговых деформаций и влияния современных мантийных плюмов на магматизм и газогидрохимическую активность, включая образование газогидратов разного типа; 3) Алтай и Тянь-Шань совместно с Байкальским регионом в общей цепочке влияния отдаленной коллизии Индийского континента с Евразийской плитой. Во всех трех случаях в качестве многофункциональной основы высокого разрешения были использованы спутниковые данные по гравитационному полю – аномалии в свободном воздухе для оценки трехмерной блоковой структуры верхней и средней коры и аномалий Буге для оценки куполообразных или конических структур в нижней коре и вблизи границы Мохо, в ряде случаев и крупных обобщающих структур верхней мантии большой размерности до границы с нижней мантией.

Полученные трехмерные структуры уточнены и дополнены с помощью методов сейсмической томографии. Для Камчатки сопоставление полученных объемных структур с минералогическими оценками температур и давлений до глубин 100 км позволило построить реальные физические модели магматических камер, процессов плавления, фильтрации расплавов и флюидов в зонах субдукций. Эти процессы, детализированные в масштабе конкретных объектов (вулканов, кальдер, горных поднятий и осадочных процессов) с использованием детальной сейсмической томографии и минералого-геохимических данных, позволяют уточнять их вариа-

тивность и многообразие, чтобы оценить общие черты процессов, специфику их проявления в типовых полигонах, потенциал рудообразования и нефтеобразования. Приведенные примеры разного масштаба подтверждают тезис в начале статьи о том, что использование гравитационных карт и других спутниковых данных совместно с сейсмической томографией и другими геофизическими методами позволяет получить обоснованные на поверхности и на глубине трехмерные модели от вулканических структур глубиной 10–50 км до мантийных структур глубиной до 650 км, а дополнительные геофизические, петрологические и минералогические данные – обосновать этапы их деформирования и (или) потенциал рудоносности и нефтеобразования. В разных аспектах на Камчатке или территории Байкальского региона удалось проследить на фоне выявленных спутниковыми дистанционными методами структур взаимодействие разных процессов от кристаллизации магм в магматических камерах до процессов рудообразования и нефтеобразования в кальдерах и осадочных впадинах разного типа.

На Тянь-Шане, Алтае и в Байкальском регионе древние тектонические структуры, а также наложенные кайнозойские деформации отчетливо отображены на спутниковых снимках и картах гравитационных аномалий. В пределах зоны молодых кайнозойских деформаций оказалось возможным показать мозаичную блоковую структуру с характерными ромбовидными очертаниями впадин типа «пулл-апарт». В то же время в литосфере выражены конусовидные и округлые (похожие на блюдца) структуры, совпадающие с вулканическими полями и выступами мантии, связанными с плюмом. В целом деформационный узор в верхней коре характеризуется блоковой структурой, а мантийные структуры – овальными выступами мантии. Для структур Горного Алтая показана их неоднородность, которая дешифрируется при анализе космических снимков и фиксируется в гравитационном поле. Для девонских вулканоплутонических комплексов Горного Алтая аномалии имеют овальные очертания, тогда как кайнозойские структуры отображены линейными аномалиями и наиболее отчетливо проявлены в приразломных преимущественно полурамповых и рамповых осадочных бассейнах. Плюмовые структуры наиболее отчетливо выделяются в аномалиях Буге и представляют собой округлые и округло-концентрические структуры с сильными отрицательными аномалиями Буге.

Дальнее воздействие Индо-Евразийской коллизии на Тянь-Шане, Алтае и в Байкальском регионе в значительной мере реализовывалось за счет сдвиговых процессов, которые сформировали наиболее контрастные структуры в зонах сочленения региональных разломов (например, Курайская рамповая и Чуйская полурамповая впадины) и по обрамлению кратонных структур (например, Байкальская система бассейнов «пулл-апарт»). В активных структурах Горного Алтая широко развиты травертины, проявление которых коррелируется с сейсмической активностью. С глубинными флюидами плюмового происхождения может быть связано массовое образование метана и газогидратов в оз. Байкал.

Подобные синтетические подходы начинают развиваться в разных разделах геологии и знаменуют начало нового этапа комплексных исследований. В качестве примера можно назвать работу В.В. Спичака **[16]** в области геофизики; комплексный подход с применением методов геофизики, геологии, петрологии, геохимии представлен в работах **[3, 23]**, в области рудообразования и биогеохимии – в работах **[17, 18, 28]**.

Работа выполнена по государственным заданиям ИНГГ СО РАН и ИГМ СО РАН.

[1] *Добрецов Н.Л., Василевский А.Н.* Гравитационное поле, рельеф и вулканические комплексы Камчатки и зоны соединения с Алеутской дугой // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 7. С. 970–997.

[2] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н., Ветров Е.В, Неведрова Н.Н.* Эволюция кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая и ее отображение в структурах геоэлектрического и гравитационного полей // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1937–1948.

[3] *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.

[4] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н.* Геодинамические комплексы и структуры Забайкалья, их отражение в гравитационных полях // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 3. С. 301–317.

[5] *Кулаков И.Ю.* Структура верхней мантии под Южной Сибирью и Монголией по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 3. С. 248–261.

[6] *Добрецов Н.Л., Василевский А.Н.* Отражение постгляциальных поднятий в гравитационном поле и неоген-четвертичных структурах // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 12. С. 1661–1691.

[7] *Koulakov I., Gerya T., Rastogi B.K., Jakovlev A., Medved I., Kayal J.R., El Khrepy S., Al-Arifi N.* Growth of mountain belts in Central Asia triggers a new collision zone in central India // Scientific Reports. 2018. V. 8. 10710.

[8] *Koulakov I., Komzeleva V., Abkadyrov I., Kugaenko Y., El Khrepy S., Al Arifi N.* Unrest of the Udina volcano in Kamchatka inferred from the analysis of seismicity and seismic tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2019. V. 379. P. 45–59.

[9] *French S.W., Romanowiez B.* Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots // Nature. 2015. V. 525. P. 95–99.

[10] *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.

[11] *Тимофеев В.Ю., Казанский А.Ю., Ардюков Д.Г., Метелкин Д.В., Горнов П.Ю., Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В., Гильманова Г.З.* О параметрах вращения Сибирского домена и его восточного обрамления в различные геологические эпохи // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 4. С. 21–31.

[12] *Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Бойко Е.В.* Современные движения земной поверхности Горного Алтая по GPS-наблюдениям // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 1. С. 123–146.

[13] *Антонов Е.Ю., Могилатов В.С., Эпов М.И.* Влияние формы импульса тока на процесс становления электромагнитного поля в Земле // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 4. С. 578–587.

[14] *Спичак В.В.* Современные методы комплексного анализа и инверсии геофизических данных // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 3. С. 422–443.

[15] *Лазарева Е.В., Анисимова Н.С., Брянская А.В., Огородникова О.Л., Жмодик С.М.* Особенности минералообразования в микробных сообществах, развивающихся по изливу источника Термофильный (кальдера Узон, Камчатка) // Труды Кроноцкого государственного биосферного заповедника / Ред. В.И. Мосолов. Петропавловск-Камчаткий: Камчатпресс, 2012. С. 143–156.

[16] *Добрецов Н.Л., Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Брянская А.В., Морозова В.В., Тикунова Н.В., Пельтек С.Е., Карпов Г.А., Таран О.П., Огородникова О.Л., Кириченко И.С., Розанов А.С., Бабкин И.В., Шуваева О.В., Чебыкин Е.П.* Геологические, гидрогеохимические и микробиологические особенности нефтяной площадки кальдеры Узон (Камчатка) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 1–2. С. 56–88.

[17] *Кириченко И.С., Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Добрецов Н.Л., Белянин Д.К., Мирошниченко Л.В.* Современное минералообразование в термальном озере Фумарольное (кальдера Узон, Камчатка) – ключ к палеореконструкции // Записки Российского минералогического общества. 2019. Т. 148. № 1. С. 3–15.

[18] *Zhmodik S., Lazareva E., Dobretsov N., Ponomarchuk V., Tolstov A.* Mineralogical, geochemical and isotopic (C, O, Sr) features of the unique high-grade REE-Nb ores from the Tomtor deposit (Arctic Siberia, Russia) // E3S Web of conferences. 2019. 12027. P. 6.

[19] *Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., ЧенМинг, 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.

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

[21] *Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu.* Cenozoic tectonics and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. P. 205–214.

[22] *Соболев А.В., Слуцкий А.Б.* Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. Т. 25. № 12. С. 97–110.

[23] *Симонов В.А.* Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

[24] *Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Карманов Н.С.* Физико-химические параметры магматизма вулканов Уксичан и Ичинский (Срединный хребет Камчатки): данные по расплавным включениям // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 10. С. 1353–1383.

[25] *Буслов М.М., Кох Д.А., де Граве И.* Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 9. С. 862–870.

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

[27] *De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Dehandschutter B., Delvaux D.* Meso-Cenozoic evolution of Mountain Range – intramontane basin systems in the Southern Siberian Altai Mountains by apatite fission-track thermochronology // Trust belts and foreland basins: from fold kinematics hydrocarbon systems. Chapter 24. Berlin: Springer, 2007. P. 457–490.

[28] *Павлова О.Н., Букин С.В., Костырева Е.А., Москвин В.И., Манаков А.Ю., Морозов И.В., Галачьянц Ю.П., Хабуев А.В., Земская Т.И.* Экспериментальное преобразование органического вещества микробным сообществом из донных осадков Академического хребта (оз. Байкал) // Геология и геофизика. 2019. Т. 6. № 8. С. 1171–1184.

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

2020. Выпуск 18. С. 109–110

СРЕДНИЕ СКОРОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИИ ЮГА СИБИРИ И СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ ПО ДАННЫМ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ

А.А. Добрынина[1, 2], Батсайхан Ц.[3], В.А. Саньков[1], В.В. Чечельницкий[4], Дулмаа Б.[3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, dobrynina@crust.irk.ru
[2] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dobrynina@crust.irk.ru
[3] Монголия, Улан-Батор, Институт астрономии и геофизики МАН, batsaikhan@iag.ac.mn
[4] Иркутск, Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, chechel@crust.irk.ru

В течение 1976–1987 гг. на территории Иркутской области и Забайкальского края (Восточная Сибирь) и Республики Саха (Якутия) было произведено десять подземных ядерных взывов (ПЯВ) мощностью от 3.2 до 15 кт. ПЯВ были зарегистрированы байкальской региональной и монгольской сетями сейсмических станций на расстояниях от 173 до 1530 км.

ПЯВ локализованы в практически асейсмических районах – на территории Сибирской платформы (2 взрыва западнее оз. Байкал и 7 – на территории Якутии) и в Забайкалье (1 взрыв), взаимное расположение взрывов и регистрирующих сейсмических станций позволяет оценить скорости сейсмических волн в земной коре и верхней мантии региона. Для построения регионального годографа и определения скоростей сейсмических волн в коре и верхней мантии региона также использовались определенные по аналоговым сейсмограмам времена вступлений основных сейсмических фаз – Pg, Pn, Sg и Sn. Построение годографов и оценки скоростей сейсмических волн выполнялись как для всего региона Байкальского рифта и Северной Монголии по всем станциям и взрывам, так и для отдельных тектонических структур, входящих в его состав.

В целом скорости сейсмических волн в коре и верхней мантии региона, полученные в настоящей работе, достаточно хорошо согласуются с результатами предшествующих исследований скоростного строения Байкальского рифта и окружающих территорий. Сравнение значений скоростей сейсмических волн в верхней мантии Сибирского кратона **[1, 2]** со скоростями в Байкальском рифте показывает значительное их понижение: на ~0.2–0.8 % для *P*-волн и на ~0.4–2.7 % для *S*-волн, а в коре, напротив, повышение – ~0.6–1.3 %. Такое пространственное распределение скоростей сейсмических волн хорошо согласуется с моделью SibCrust: для территории Сибирского кратона наблюдаются высокие скорости *Pn*-волн, средняя кора характеризуется пониженными скоростями продольных волн, для Саяно-Байкальской складчатой области отмечается понижение сейсмических скоростей в мантии, а в коре и фундаменте, наоборот, повышение **[3]**.

Пониженные значения скоростей в мантии Байкальской рифтовой системы относительно кратона отражают результаты проявления активных деформаций литосферы в зоне современной межплитной границы между Евразией и Амурской плитой. Низкая скорость сейсмических волн указывает на существование региональной низкоскоростной аномалии под корой. Ранее существование аномально низкой скорости сейсмических волн под границей Мохо было установлено по данным ГСЗ **[4]**. Позднее это было подтверждено по данным исследований на двух субмеридиональных опорных профилях ГСЗ (1-СБ и 3-ДВ) на территории Восточного Забайкалья **[5]**. Согласно результатам сейсмотомографии по временам пробега от региональных землетрясений **[6]**, область пониженных скоростей сейсмических *P*-волн приурочена к северо-восточному флангу БРС, скорости увеличиваются на юго-восток (Забайкальский блок) и северо-запад (Байкало-Патомское поднятие).

Слой с высоким затуханием сейсмических волн под корой северо-восточного фланга Байкальского рифта наблюдается также согласно результатам расчетов сейсмической добротности **[7]**. Существование такого слоя может быть связано либо с возможным внедрением силла базальтов, выплавившихся в мантии северо-восточного фланга БРС **[5]**, либо с наличием высокотемпературной шпинель-пироксеновой фации мантии **[8]**.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и правительства Иркутской области в рамках научного проекта 17–45–388049_р–а.

[1] *Mackey K.G., Fujita K., Hartse H.E., Steck L.K., Stead R.J.* Seismic characterization of Northeast Asia and analysis of the Neva peaceful nuclear explosions // Proceedings of the 27th Seismic Research Review: Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies. 2005. P. 61–70.

[2] *Burkhard K.M., Eriksen Z.T., Mackey K.G.* Peaceful Nuclear Explosion Seismogram Analysis: Constraining the Velocity Structure of Eastern Siberia // Abstract of 2016 AGU Fall Meeting. 2016. T43B-3047 http://abstractsearch.agu.org/meetings/2016/FM/T43B-3047.html.

[3] *Cherepanova Y., Artemieva I.M., Thybo H., Chemia Z.* Crustal structure of the Siberian craton and the West Siberian basin: An appraisal of existing seismic data // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 154–183.

[4] *Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С.* Недра Байкала (по сейсмическим данным). М.: Наука, 1981. 105 с.

[5] *Канарейкин Б.А., Сальников А.С., Кравченко Е.А., Титаренко В.В.* Строение переходной зоны кора – мантия Байкальской рифтовой зоны по опорным и региональным сейсмическим профилям ГСЗ // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 15. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. С. 114–116.

[6] *Соловьев В.М., Чечельницкий В.В., Сальников А.С., Селезнев В.С., Лисейкин А.В., Галёва Н.А.* Особенности скоростного строения верхней мантии Забайкалья на участке Монголо-Охотского орогенного пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 1065–1082. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0333.

[7] *Добрынина А.А., Саньков В.А., Чечельницкий В.В.* Новые данные о затухании сейсмических волн в литосфере и верхней мантии северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы // ДАН. 2016. Т. 468. № 1. С. 88–92.

[8] *Pospeev A.V.* The velocity structure of the upper mantle and regional deep thermodynamics of the Baikal rift zone // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3. P. 377–383. doi:10.5800/GT-2012-3-4-0080.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 111–112

ГРАНАТ-КИАНИТ-КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ В ЭКЛОГИТАХ САЛМЫ, БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ

К.А. Докукина[1], А.Н. Конилов[1, 2], М.В. Минц[1], В.С. Шешуков[1], Т.Б. Баянова[3], К.В. Ван[2]

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

В пределах Южно-Кольской активной окраины вдоль северо-восточной границы Беломорского аккреционного орогена размещены тела эклогитов, сформированных в результате мезо-неоархейской субдукции океанических и континентальных комплексов (ассоциации Салма и Гридино) **[1, 3, 4]**. Эклогиты Салмы включены в тоналит-трондьемит-гранодиоритовые (ТТГ) гнейсы и представлены линзами (размер от нескольких метров до несколько десятков метров) или протяженными мафическими телами (сотни метров по мощности и несколько километров по протяженности). Протолитом эклогитов Салмы были океанические габброиды с возрастом 2.89–2.82 млрд лет, сопоставимые по составу с породами третьего слоя срединно-океанического медленно-спредингового Юго-Западного хребта Индийского океана **[4]**, образованные переслаивающимися породами основного и ультраосновного состава.

В составе эклогитовых тел ассоциации Салмы встречаются лейкократовые гранат-кианит-кварцевые жилы. Жилы в составе эклогитизированных мафических пород рассматриваются как продукты плавления мафического протолита при *P-T* параметрах эклогитовой фации при минимальных оценках *P-T* параметров формирования 730 °C и *P*>14 кбар и сопоставляются с адакитами **[3, 4]**.

Жилы имеют метаморфический минеральный парагенезис, состоящий из граната, кварца, кианита, полевого шпата, и содержат пирит и халькопирит. Между гранатом, кианитом и кварцем развиваются реакционные короны плагиоклаза. Гранат содержит включения кианита, кварца и фенгита (3.19–3.34 катионов Si на 11 атомов O), и его состав свидетельствует о неоднократных изменениях давления и температуры в процессе ретроградных и проградных преобразований. Также породы содержат свидетельства преобразований в условиях низких фаций метаморфизма, выраженные в замещении граната амфиболом, плагиоклазом и хлоритом.

Гранат-кианит-кварцевые жилы имеют гранитный тоналитовый состав и характеризуются существенными вариациями по всем главным элементам (SiO_2 65.7–72.2, Al_2O_3 15.2–19.1, TiO_2 0.03–0.50, Fe_2O_3 2.28–5.04, MgO 1.84–3.98, CaO 3.36–6.03, Na_2O 1.15–3.09, K_2O 0.06–0.66, LOI 0.33–0.85 мас. %), обогащением ЛРЗЭ (LaN/LuN=15.5–24.7, LuN/SmN=0.2), положительной европиевой аномалией (Eu/Eu* 1.1–1.5).

В жиле адакитов (местоположение Узкая Салма) методами LA-ICPMS и SHRIMP-II были датированы цирконы **[3, 4]**. Оба метода дали совпадающие оценки древней составляющей популяции. Однако датировать оболочки удалось только с помощью SHRIMP-II. Набор точек, полученный LA-ICP-MS, позволил получить две даты: 2866±10 млн лет и 2781±15 млн лет. Эти результаты были фактически повторены SHRIMP-II: 2866±36 млн лет и 2778±23 млн лет. Для одного из зерен циркона был получен более молодой конкордантный возраст ~2.28 млрд лет, который можно интерпретировать как возраст палеопротерозойского термального события, приведшего к переуравновешиванию U-Pb изотопной системы. Группа призматических тонкозональных кристаллов, датированная 2.78 млрд лет, более гомогенна и может рассматриваться в качестве магматической, непосредственно связанной с парциальным плавлением. Датирование цирконов с помощью SHRIMP-II отчетливо фиксирует также и позднепалеопротерозойское событие, запечатленное в обрастании зерен циркона тонкой каймой – вплоть до появления полностью перекристаллизованных зерен. В результате датирования оболочек и новообразованных кристаллов без ядер методом LA-ICP-MS был получен конкордантный возраст ~1.87 млрд лет **[2]**. Кроме того, по двум точкам получен субконкордантный возраст

2328±36 млн лет, что в пределах аналитической ошибки совпадает с возрастом 2280±50 млн лет, полученным по одному зерну методом LA-ICP-MS.

Lu-Hf датирование цирконов с возрастом около 2.87 и около 2.78 млрд лет показывает, что они обнаруживают схожие Hf-изотопные характеристики. Они попадают в узкий интервал значений $^{176}Hf/^{177}Hf$=0.28101–0.28106 и располагаются на диаграмме между линиями эволюции CHUR и деплетированной мантии (DM). Значения εHf варьируются в пределах от +1 до +6. Модельные возрасты TDM заключены в относительно узком интервале 2.82–2.97 млрд лет – на 40–100 миллионов лет древнее возраста кристаллизации цирконов **[4]**. Такие параметры модельных оценок указывают на неювенильную природу цирконов и вмещающей их адакитовой жилы, сформированных за счет коровых пород.

Новые данные были получены по результатам U-Pb датирования циркона, граната и кианита из гранат-кианит-кварцевой жилы, обнаруженной в эклогитах Широкой Салмы. Все выделенные цирконы имеют изометрическую округлую или короткопризматическую форму и представлены прозрачными розовыми и коричневатыми зернами, имеющими алмазный блеск. Цирконы характеризуются секториальным строением, с участками, где проявляется fir-tree структуры. В целом цирконы своим обликом похожи на цирконы метаморфического генезиса. При их датировании методом ID-TIMS Single grain и LA-ICPMS были получены дискордантные значения возраста на рубежах 2.7 и 2.5 млрд лет. Эрохроны, построенные по результатам Pb-Pb датирования кианита и граната, дали возрастной интервал 1.7–1.8 млрд лет. Sm-Nd модельный возраст породы составил TDM=2752 при εNd=–2.8. Эрохроны, построенные по минералам и породе, дали возраст в интервале 1.7–1.8 млрд лет.

Работа выполнена в рамках государственного задания ГИН РАН, частично профинансирована РФФИ и является вкладом в проект РФФИ № 20-05-00190.

[1] *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. doi:10.1111/jmg.12239.

[2] *Kaulina T.V., Yapaskurt V.O., Presnyakov S.L., Savchenko E.E., Simakin S.G.* Metamorphic evolution of the Archean eclogite-like rocks of the Shirokaya and Uzkaya Salma Area (Kola Peninsula): geochemical features of zircon, composition of inclusions, and age // Geochemistry International. 2010. V. 48. P. 871–890. doi:10.1134/S001670291009003X.

[3] *Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Kaulina T.V., Dokukina K.A., Bayanova T.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.* The Salma eclogites from the Belomorian Province, Russia: evidence for HP/UHP metamorphism through the subduction of the Mesoarchean oceanic crust. Chapter 19 // Ultrahigh-Pressure Metamorphism: 25 Years after the Discovery of Coesite and Diamond / Eds. L. Dobrzhinetskaya, S. Cuthbert, W. Faryad, S. Wallis. Amsterdam: Elsevier, 2011. P. 623–670.

[4] *Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N. et al.* Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula Russia // Geology. 2010. V. 38. P. 739–742.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 113–114

ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ В ПЕРЕПЛАВЛЕННЫХ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА, РОССИЯ

К.А. Докукина[1], М.В. Минц[1], В.С. Шешуков[1], В.Б. Хубанов[2], А.Н. Конилов[1]

[1] Москва, Геологический институт РАН, dokukina@mail.ru
[2] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция Фенноскандинавского щита включает эклогиты, сформированные в результате субдукции океанической литосферы (ассоциация Салма), и эклогитизированные мафические дайки (ассоциация Гридино) **[4]**. В телах ретроградно измененных субдукционных эклогитов ассоциации Салма локализованы боросиликат-, Grt-, Ky-, Ph- и Crn-содержащие кварцевые породы (далее Grt-Ph-Ky-Qtz породы) **[3]**. Тела Grt-Ph-Ky-Qtz пород имеют жильную или линзовидную форму (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 Grt-Ph-Ky-Qtz 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 **[1]**.

Grt-Ph-Ky-Qtz порода имеет очковую текстуру, образованную моно- и поликристаллическими угловатыми агрегатами кварца (40–60 % от объема породы), монокристаллами и гломеросростками идиоморфного Ph в кварце и/или полиминеральными агрегатами (50–35 %), которые отделяются от Qtz коронами Fsp (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 Bt+Pl (± Ky и Grt), окруженными зональной короной Fsp. Реже встречаются сложные псевдоморфозы, состоящие из Mu и/или Bt с Ky, Kfs, Pl, Rt, иногда с участием Grt, дюмортьерита и корунда. Короны полевого шпата имеют зональное строение: Kfs на границе с Qtz сменяется альбитом (An3), а альбит, в свою очередь, сменяется Ca-Na Pl по направлению к центру псевдоморфозы. Иногда Fsp в промежутке между альбитом и полиминеральным центром псевдоморфозы представлен мезопертитом – регулярными выделениями Kfs в Pl.

Порода имеет неоднородный состав с высокими содержаниями SiO_2 между 70 и 80 wt. %, высокой магнезиальностью (#Mg 0.57–0.78) при низких содержаниях MgO (0.49–1.65 wt. %) и FeO (0.66–1.90 wt. %). Содержание Al_2O_3 варьируется от 11.5 до 17.0 wt. %, A/CKN отношение (молекулярное количество $Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)$) = 1.05–1.57. Породы характеризуются повышенным содержанием K_2O (1.7–4.8 wt. %), Na_2O (2.1–2.6 wt. %), Ba (614–1277 ppm), Rb и Sr и низкими концентрациями всех остальных петрогенных элементов (CaO 0.96–3.48, TiO_2 0.26–0.29, MnO 0.01–0.28, F 0.014–0.016, LOI 0.30–1.86 wt. %). Порода обогащена ЛРЗЭ (LaN/LuN=20, LuN/SmN=0.16–0.24), имеет отрицательную европиевую аномалию (Eu/Eu* 0.48–0.76).

Методами ID TIMS и LA-ICPMS были датированы цирконы из трех проб Grt-Ky-Ph-Qtz пород и вмещающего их гранулита.

Grt-Cpx-Pl порода, проба 4LMy4-12, гранулит основного состава содержит циркон, зерна которого в поперечных сечениях имеют сложные расщепленные формы с неровными скругленными гранями. Зерна характеризуются низкими содержаниями U (23–76 ppm) и Pb (14–39 ppm) и содержат включения клинопироксена, граната, плагиоклаза и кварца, минералов гра-

нулитовой стадии трансформации породы. ID TIMS датирование циркона в КНЦ РАН (г. Апатиты) дало значение возраста 2406±26 млрд лет (N=3, СКВО 0.98).

Цирконы из тонкого жильного тела Grt-Ky-Ph-Qtz пород (мощностью до 2–3 см), проба 4LMy4-12-5, локализованного внутри мафического гранулита (проба 4LMy4-12), были датированы методом LA-SF-ICPMS в ЦКП БНЦ СО РАН (г. Улан-Удэ). Зерна циркона в некоторых случаях имеют ядра и каймы, но в целом однородны и характеризуются бесструктурным строением в катодолюминесценции. Циркон содержит включения клинопироксена, граната, плагиоклаза и кварца. Th/U отношения в ядрах цирконов в целом выше (0.5–1.6), чем в каймах (0.5–0.9), однако значение возраста в ядрах и каймах в пределах погрешности совпадает – 2444±22 млрд лет (N=29, СКВО 3).

Цирконы из крупного тела Grt-Ky-Ph-Qtz пород (проба 4LMy2-9) были датированы методом LA-ICPMS в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва). Зерна цирконов идиоморфные, мутные, серо-желтые со сглаженными ребрами, в CL – метамиктные, с явно выраженными процессами перекристаллизации, связанными с ростом светлых в CL кайм. Зерна структурно приурочены к полиминеральным псевдоморфозам и имеют высокие Th/U отношения (0.9–1.7), внутри циркона диагностируются включения ксенотима, алланита, плагиоклаза и белой слюды, предшествующей плавлению и формированию псевдоморфоз. Конкордантный возраст цирконов 2468±8 млрд лет (N=14, СКВО 0.11).

В экспериментах по плавлению Qtz-Ph сланцев **[2]** 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 Qtz. По аналогии с этими экспериментами, зональные полевошпатовые короны в исследованных Grt-Ph-Qtz породах формировались при плавлении фенгитовых слюд и отражают эволюцию расплава. 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. Первичная метаморфическая минеральная ассоциация Grt-Ky-Ph-Qtz формировалась при давлении не менее 21 кбар и температуре 650–750 °C. Мы предлагали сценарий формирования Grt-Ky-Ph-Qtz как продукта метаморфической трансформации океанического глинисто-кремнеземистого осадка **[3]**. В процессе эклогитового метаморфизма глиноземистые осадки были преобразованы в крупнозернистые Grt-Ky-Ph-Qtz, а в процессе перемещения эклогитизированных осадков на верхние уровни в условиях гранулитового метаморфизма повышенных давлений Ph испытал инконгруэнтное плавление с формированием сложных полиминеральных псевдоморфоз. На границе с Grt-Ky-Ph-Qtz породами симплектитовые эклогиты трансформируются в Grt-Cpx-Pl гранулит. Пик высокотемпературного метаморфизма в течении эксгумации оценивается как 850–900 °C. Тем не менее нельзя исключить, что Grt-Ky-Ph-Qtz породы могут представлять собой кислый расплав, сформированный при дегидратационном плавлении гидротермально измененной океанической коры в зоне субдукции.

Сложная форма зерен циркона в мафическом гранулите предполагает, что рост циркона происходил в ограниченных условиях роста внутри твердой породы. Цирконы внутри Grt-Ky-Ph-Qtz породы структурно приурочены к полиминеральным псевдоморфозам и характеризуются очень высокими Th/U отношениями, что позволяет предположить формирование циркона из расплава в процессе частичного плавления породы. Таким образом, согласованный возраст ~2.4 млрд лет отвечает времени высокобарного гранулитового метаморфизма.

Работа выполнена и профинансирована в соответствии с Государственной программой научных исследований РФ № 0135-2019-0036.

[1] *Светов С.А.* Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. 230 с.

[2] *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.

[3] *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. doi:10.1111/jmg.12239.

[4] *Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N.,* 2014. The Meso-Neoarchaean Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 561–584. doi:10.1016/j.gr.2012.11.010.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 115–118

ПОЗДНЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДОЛЕРИТЫ БИРЮСИНСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Т.В. Донская[1], Д.П. Гладкочуб[1], С.А. Писаревский[1, 2], Е.Б. Сальникова[3], А.М. Мазукабзов[1], А.Б. Котов[3], З.Л. Мотова[1], А.В. Степанова[4], В.П. Ковач[3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, tatiana_donskaya@mail.ru
[2] Перт, Австралия, Университет Куртена
[3] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
[4] Петрозаводск, Институт геологии Карельского научного центра РАН

В Бирюсинском выступе фундамента Сибирской платформы широко распространены дайки и силлы долеритов и габбро-долеритов, которые традиционно относились к единому нерсинскому комплексу. В 2006 г. Д.П. Гладкочуб с соавторами **[1]** выделили среди тел «нерсинских» долеритов, прорывающих отложения карагасской серии, три группы, отличающиеся по возрасту: 741±4 млн лет (Ar-Ar, плагиоклаз), 612±6 млн лет (Ar-Ar, плагиоклаз) и 511±5 млн лет (U-Pb, циркон). Авторы работы отметили, что долериты первой группы встречаются только в нижних частях разреза карагасской серии, а дайки второй и третьей группы прорывают отложения всей карагасской серии. М. Романов с соавторами **[2]** для долеритов, прорывающих отложения нижней части разреза карагасской серии (шангулежская свита), опубликовали надежную U-Pb оценку возраста по циркону, которая составила 718±6 млн лет. Все приведенные оценки возраста долеритов хорошо соотносятся с традиционной точкой зрения о геологии региона, согласно которой возраст карагасской серии принимается неопротерозойским, что подтверждается данными региональных геологических корреляций **[3, 4]**, возрастом строматолитов и микрофитолитов **[5]** и не противоречит данным по возрасту детритовых цирконов из терригенных отложений карагасской серии **[2, 6, 7]**. Однако в статье Р. Эрнста с соавторами **[8]** были приведены результаты U-Pb датирования бадделеита из габбро-долеритов силла, расположенного среди осадочных образований шангулежской свиты карагасской серии, согласно которым возраст этих габбро-долеритов составляет 1641 ± 8 млн лет. Такая неожиданная оценка возраста первоначально вызвала сомнение в своей достоверности, так как она кардинальным образом перестраивала все представления о геологии региона. Кроме того, в работе Е.А. Васюковой с соавторами **[9]** после Sm-Nd изотопных исследований долеритов силлов Бирюсинского выступа был сделан вывод о неопротерозойском возрасте всех силлов Бирюсинского выступа и об отсутствии магматического события с возрастом 1.6 млрд лет в данном регионе. Такие противоречивые данные о возрастной позиции силлов, встречающихся среди осадочных образований нижней части карагасской серии, дали основания для проведения дополнительных детальных исследований предположительно позднепалеопротерозойских долеритов. Отдельной задачей авторского коллектива явилось обобщение оригинальных и опубликованных данных по позднепалеопротерозойским долеритам древних кратонов с целью проанализировать возможные причины глобального события внутриконтинентального растяжения.

Несколько силлов долеритов, расположенных среди осадочных отложений, относимых к шангулежской свите карагасской серии, были изучены в среднем течении р. Бирюса. Главными минералами этих долеритов являются плагиоклаз и клинопироксен. Второстепенные минералы представлены амфиболом, биотитом, кварцем, калиевым полевым шпатом и рудными минералами. Среди акцессорных минералов отмечаются сфен, апатит и бадделеит. Долериты в большинстве случаев претерпели изменения в результате воздействия вторичных процессов, которые выражены соссюритизацией плагиоклаза, замещением пироксена амфиболом и биотита хлоритом.

Для геохронологических исследований была отобрана проба долерита весом около 1.5 кг. Из этой пробы в ИГЕМ РАН с помощью «водной» методики **[10]** было выделено более 100 зе-

рен бадделеита размером от 20 до 45 мкм. Выделенный бадделеит представлен пластинчатыми, реже игольчатыми и псевдопризматическими прозрачными и полупрозрачными кристаллами темно-коричневого и светло-коричневого цвета с однородным внутренним строением. U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования бадделеита выполнены в ИГГД РАН. В результате проведенных исследований была получена конкордантная оценка возраста бадделеита 1613±5 млн лет (СКВО=0.27), которая соответствует возрасту его кристаллизации.

Исследованные долериты по химическому составу соответствуют нормально- и умеренно-щелочным базальтам, реже базальтовым андезитам толеитовой серии. Долериты представляют собой дифференцированные разности, значения mg# изменяются в них от 26 до 58. Породы характеризуются повышенными концентрациями TiO_2 (1.8–2.3 вес. %) и P_2O_5 (0.20–0.67 вес. %). Для долеритов отмечаются фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов – $(La/Yb)_n$=5.3–6.0 и отсутствие европиевой аномалии (Eu/Eu*=0.99–1.15). Все долериты характеризуются отрицательными Nb-Ta аномалиями на мультиэлементных спектрах и обнаруживают отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$, варьирующиеся от –2.2 до –2.5, которые не коррелируются с содержанием SiO_2 в этих породах. Геохимические и изотопные характеристики долеритов позволяют предполагать, что их родоначальный мантийный источник был образован в результате смешения магмы, близкой по составу OIB, с материалом субконтинентальной литосферы, содержащей субдукционный компонент.

Полученный конкордантный возраст по долеритам (1613±5 млн лет) оказался несколько меньше возраста, опубликованного ранее (1641±8 млн лет **[8]**). Обе пробы долеритов отобраны из разных тел единой группы силлов, которые имеют сходные геохимические и изотопные составы, поэтому нет основания выделять два отдельных близковозрастных магматических события в этом регионе. По-видимому, можно говорить об относительно продолжительном периоде растяжения, сопровождаемого внедрением базитовых интрузий из одного магматического очага.

Геохимические и изотопные характеристики позднепалеопротерозойских долеритов существенно отличаются от характеристик долеритов с возрастом ~0.7 млрд лет **[1, 11]**. Последние представляют собой породы с низкими концентрациями TiO_2 (0.9–1.5 вес. %) и P_2O_5 (0.07–0.16 вес. %), а также характеризуются хорошо выраженными отрицательными Nb–Ta и Ti аномалиями на мультиэлементных спектрах **[1]**. Значения εNd(t) в неопротерозойских долеритах изменяются от –12.2 до –12.6 **[11]**. Д.П. Гладкочуб с соавторами **[1]** сделали вывод, что эти долериты были образованы из мантийного источника, контаминированного материалом континентальной коры.

Таким образом, проведенные исследования позволили сделать вывод о том, что в пределах Бирюсинского выступа фундамента Сибирской платформы имело место магматическое событие позднепалеопротерозойского возраста (1.64–1.61 млрд лет), причем продуктом его явились породы, которые по своих характеристикам существенно отличаются от неопротерозойских базитов данного региона. Отдельно стоит отметить, что растяжение, замаркированное внедрением долеритов с возрастом 1.64–1.61 млрд лет, сопровождалось возобновлением (реактивацией) рифтогенных процессов в пределах расположенного вблизи района распространения базитов Урикско-Ийского грабена (палеорифта). Завершающий этап растяжения в пределах этой структуры фиксируется накоплением осадочных толщ ермосохинской свиты на временном интервале 1.65–1.60 млрд лет **[12]**. Таким образом, можно констатировать, что в настоящее время получены достаточно убедительные доказательства проявления локальных событий внутриконтинентального растяжения на юге Сибирского кратона в позднем палеопротерозое. Новые данные по возрасту позднепалеопротерозойских долеритов также дают основание пересмотреть возрастную позицию пород, относимых к шангулежской свите карагасской серии в районе распространения данных силлов долеритов.

Близкие по возрасту позднепалеопротерозойским долеритам Бирюсинского выступа фундамента Сибирского кратона базитовые интрузии были зафиксированы в целом ряде древних кратонов, входящих в суперконтинент Колумбия (Нуна) **[13–17]**. Однако объем базитового магматизма на временном интервале 1.65–1.58 млрд лет оказался существенно ниже, чем на интервалах 0.75–0.70 млрд лет и 1.3–1.2 млрд лет, которые связывают с влиянием мантийных плюмов **[8]**. Кроме того, дайки долеритов с возрастом 1.65–1.58 млрд лет в пределах всех древних кратонов не образуют радиальных дайковых роев, что свидетельствует о малой вероятности их взаимосвязи с мантийным плюмом. Кроме того, все базиты с возрастом 1.65–1.58 млрд лет имеют химические составы, отличные от базальтов типа OIB, что подразумевает добавление к мантийному источнику долеритов либо материала континентальной коры, либо субкон-

тинентальной литосферы, содержащей субдукционный компонент. Гораздо большее распространение, чем интрузии базитов, на временном интервале 1.65–1.58 млрд лет имеют другие породы, сформированные в обстановке внутриконтинентального растяжения, а именно анорогенные граниты, в том числе рапакиви – граниты, анортозиты, бимодальные вулканиты, брекчии, рифтогенные осадки **[18]**. Отсутствие достаточных доказательств связи всех этих пород с активностью мантийных плюмов позволило предложить альтернативную (не плюмовую) модель формирования этих породных комплексов. На основании гипотезы П. Кэвуда и др. **[19]** о существовании взаимосвязи между субдукцией в краевых частях суперконтинента и растяжением во внутренних его частях можно предположить, что рассматриваемые рифтогенные события во внутренних частях суперконтинента Колумбия (Нуна), маркируемые интрузиями с возрастом 1.65–1.58 млрд лет, являются отражением растяжения континентальной литосферы как ответ на откат (rollback) слэба от окраины суперконтинента.

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 18-17-00101) и правительства Российской Федерации (проект № 075-15-2019-1883).

[1] *Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M.* Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precambrian Research. 2006. V. 147. P. 260–278.

[2] *Romanov M., Sovetov Ju.K., Vernikovsky V.A., Rosenbaum G., Wilde S.A., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I.* Late Neoproterozoic evolution of the southwestern margin of the Siberian Craton: evidence from sedimentology, geochronology and detrital zircon analysis // International Geology Review. 2020. doi:10.1080/00206814.2020.1790044.

[3] *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. 356 с.

[4] *Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А.* Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.

[5] *Дольник Т.А.* Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 204 с.

[6] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H.* U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of Neoproterozoic sedimentary rocks in southern Siberia: New insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean // Gondwana Research. 2019. V. 65. P. 1–16.

[7] *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.

[8] *Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N.* Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geosciences. 2016. V. 9. P. 464–469.

[9] *Васюкова Е.А., Метелкин Д.В., Летников Ф.А., Летникова Е.Ф.* Новые изотопные ограничения на время формирования долеритов нерсинского комплекса Бирюсинского Присаянья // ДАН. 2019. Т. 485. № 5. С. 597–598.

[10] *Söderlund U., Johansson L.* A simple way to extract baddeleyite (ZrO_2) // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2002. V. 3. P. 1–7. doi:10.1029/2001GC000212.

[11] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Reddy S.M., Poller U., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M., Dril S., Todt W., Pisarevsky S.A.* Palaeoproterozoic to Eoarchaean crustal growth in southern Siberia: a Nd-isotope synthesis // Geological Society, London, Special Publications. 2009. V. 323. P. 127–143.

[12] *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.

[13] *Halls H.C., Hamilton M.A., Denyszyn S.W.* The Melville Bugt dyke swarm of Greenland: A connection to the 1.5–1.6 Ga Fennoscandian rapakivi granite province? // Dyke swarms: keys for geodynamic interpretation / Ed. R.K. Srivastava. Berlin–Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. P. 509–535.

[14] *Rogers C., Kamo S.L., Söderlund U., Hamilton M.A., Ernst R.E., Cousens B., Harlan S.S., Wade C.E., Thorkelson D.J.* Geochemistry and U-Pb geochronology of 1590 and 1550 Ma mafic dyke swarms of western Laurentia: Mantle plume magmatism shared with Australia // Lithos. 2018. V. 314–315. P. 216–235.

[15] *Salminen J.M., Klein R., Veikkolainen T., Mertanen S., Mänttäri I.* Mesoproterozoic geomagnetic reversal asymmetry in light of new paleomagnetic and geochronological data for the Häme dyke swarm, Finland: implications for the Nuna supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 288. P. 1–22.

[16] *Liu S., Feng C., Jahn B.-M., Hu R., Gao S., Feng G., Lai S., Yang Y., Qi Y., Coulson I.M.* Geochemical, Sr-Nd isotopic, and zircon U-Pb geochronological constraints on the petrogenesis of Late Paleoproterozoic mafic dykes within the northern North China Craton, Shanxi Province, China // Precambrian Research. 2013. V. 236. P. 182–192.

[17] *Teixeira W., D'Agrella-Filho M.S., Hamilton M.A., Ernst R.E., Girardi V.A.V., Mazzucchelli M., Bettencourt J.B.* U–Pb (ID-TIMS) baddeleyite ages and paleomagnetism of 1.79 and 1.59 Ga tholeiitic within the Columbia supercontinent dyke swarms, and position of the Rio de la Plata Craton // Lithos. 2013. V. 174. P. 157–174.

[18] *Cawood P.A., Hawkesworth C.J.* Earth's middle age // Geology. 2014. V. 42. P. 503–506.

[19] *Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B.* Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth and Planetary Science Letters. 2016. V. 449. P. 118–126.

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

2020. Выпуск 18. С. 119–121

СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ НА Р. КИКА – КОМПЛЕКС МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЯДРА?

Н.А. Доронина, О.Р. Минина

Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, dna48@mail.ru

В продолжение исследований, начатых предшественниками, на основе методов минеральной термобарометрии и петрогенетического анализа оценены условия метаморфизма стратифицированных пород на р. Кика (Итанца-Туркинская зона, Западное Забайкалье).

На правобережье р. Кика выше устья р. Горевой в останце протяженностью 300 и высотой около 15 м обнажены темно-серые гнейсы, предположительно аналогичные гнейсам комплексов метаморфических ядер **[8]**. В юго-восточном направлении гнейсы сменяются породами бурлинской и итанцинской свит селенгинской серии протерозоя **[6]**. Границей комплексов служит зона катаклаза простиранием 175° видимой шириной около 20 м. Терригенные породы в этой полосе превращены в глиноземистые сланцы, за пределами зоны катаклаза породы не метаморфизованы.

Для характеристики метаморфизма наиболее информативны гнейсы и глиноземистые сланцы. *T-P* гнейсов определены с помощью мономинеральных амфиболовых **[5, 11]**, амфибол-биотитового с учетом Mn и Ti **[7]**, плагиоклаз-амфиболового **[9]** геотермометров, термобарометров, геобарометров. В глиноземистых сланцах уровень метаморфизма оценивался с помощью фациальной диаграммы **[1]**. Общие для всех изученных пород низкотемпературные серицит и хлорит характеризуются несовершенным идиоморфизмом. Белые слюды и хлорит приняты условно-равновесными. Использовались термометры **[2, 4, 10]**, барометр **[3]**.

Гнейсы неравномерно-зернистые тонкополосчатые биотит-кварц-полевошпатовые амфибол- и клиноцоизитсодержащие. Структура пород немато- и лепидогранобластовая пойкилитовая, текстура гнейсовидная прерывисто-полосчатая и пятнистая. Породообразующие минералы: зональные олигоклазы-андезины (27.7–37.3 % An), Ba-содержащий калишпат, кварц, биотит, амфибол регрессивно-зональный: в центральной части зерен магнезиальная гастингситовая роговая обманка, в кайме эденитовая роговая обманка (Leake, 1978). Вторичных мало: редкоземельный клиноцоизит, хлорит, серицит. В гнейсах прослеживается последовательная смена парагенезисов: $Am_{0.53}+Bt_{0.47}+Pl_{37}+Qz \rightarrow Am_{0.5}+Bt_{0.43\text{-}0.45}+Pl_{18} \rightarrow Czo+Mu_{0.86}+Chl_{0.57}$.

Максимальные значения температур 675–665° и минимальные 590–600° при давлениях 5.5–5.9 кбар и 4.5–5.0 кбар соответственно отвечают фации куммингтонитовых амфиболитов на глубинах от 17 до 13 км и геотермическому градиенту 28 °/км. Последующий низкотемпературный диафторез незначителен, количество хлорита и серицита <1 %. Температура их кристаллизации ~290 °C, давление снижается до 2.5 кбар (7.5 км), что соответствует градиенту 40 °/км. Метаморфический тренд гнейсов выполаживается, приближаясь к изобарическому.

Метаморфизованные песчаники, алевролиты, мелкогалечные гравелиты в зоне катаклаза превращены в сланцы кварц-биотит-полевошпатовые с кордиеритом, силлиманитом, андалузитом. Структура пород реликтовая псаммитовая лепидогранобластовая, фибробластовая, текстура неотчетливо полосчатая, сланцеватая.

В основной ткани сланцев присутствуют призмы и фибробласты *силлиманита,* полуразложившиеся зерна *кордиерита.* Волокнистый силлиманит развивается по краям и в торце пластин биотита. Фибробласты, в свою очередь, частично замещаются *андалузитом*, серицитом, турмалином. В обр. 18084а калишпат замещает с реакционной каймой чешуи биотита. *Биотит* замещается ярозитом вплоть до полных псевдоморфоз. *Хлорит* (<1 об. %) присутствует всегда в срастании с биотитом. *Мусковит* (5.5–9.6 % парагонита) в основной массе наблюдается в виде единичных гломеробласт, замещается каолинитом. Преобразование метапесчаников в зоне катаклаза происходило в два этапа. Образование силлиманита по биотиту в ассоциации с кордиеритом и калишпата по биотиту характеризует проградный метаморфизм низких давлений. Ретроградной стадии отвечают разложение кордиерита, замещение силлиманита андалузи-

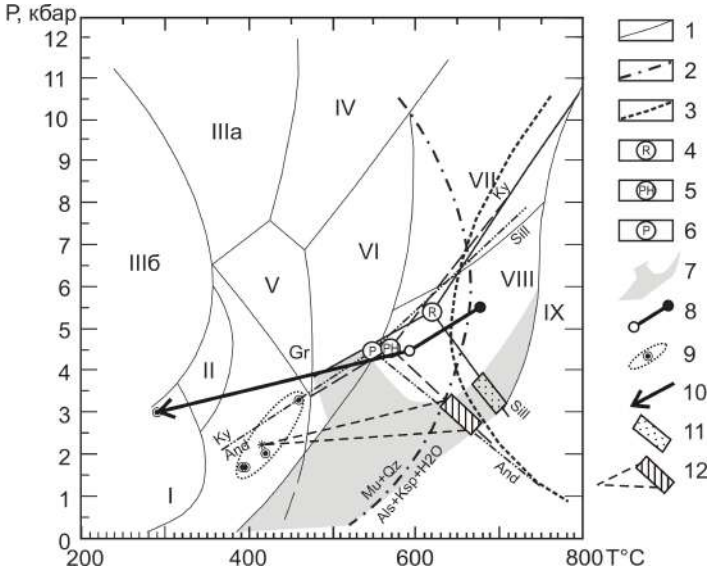


Схема фаций [1]. Фации: I – цеолитовая или пумпеллиит-пренитовая; V – зеленых сланцев; VIII – куммингтонитовых амфиболитов; IX – гранулитовая. *1* – границы фаций; *2* – верхний предел устойчивости мусковита с кварцем; *3* – граница зоны мигматизации; *4–6* – координаты тройной точки силиката алюминия и кривые равновесия полиморфов Al_2SiO_5: *4* – Richardson et al. (1969), *5* – Powell, Holland (1994), *6* – P – Pattison (1992); *7* – поле кордиерита; *8–9* – *T-P* значения по данным минеральной термобарометрии: *8* – амфиболам (центр-край), *9* – мусковитам (точки и ореол значений); *10* – тренд метаморфизма гнейсов; *11–12* – области значений и тренд парагенезисов Cord-Ksp-And(Sill): *11* – по **[1]**, *12* – по **[12]**.

том, позднее серицитом, турмалином, наконец, замещение серицита каолинитом. Биотит замещался ярозитом и хлоритом.

Высокотемпературные превращения биотит→силлиманит→андалузит в присутствии кордиерита происходили в условиях, характерных для контактового метаморфизма вблизи границы фазового перехода андалузит – силлиманит при низких давлениях (в среднем 660 °С, 2.8 кбар **[12]** или 690 °С 3.5 кбар) **[1]**. Значения параметров зависят от выбранного варианта координат нонвариантной точки. В данном случае наиболее вероятны результаты (Holdaway, 1971) и (Pattison, 1992), полученные авторами *T* и *P* согласуются и с границей перехода Mus+Qz→Ksp, и с границей зоны мигматизации. Серицит кристаллизовался в зеленосланцевой фации (390–460 °С *P* 1.7–3.3 кбар), хлорит (200–290 °С), ярозит и каолинит, по-видимому, на стадии эпигенеза. Метаморфический тренд пород из зоны катаклаза пологий (рисунок).

Для туфопесчаников, доломитов и кварцитовидных песчаников (пачки 4 и 5) характерны отсутствие рассланцевания, хрупкие деформации, изотропное состояние связующего вещества, начальная стадия перекристаллизации цемента и обломков.

Мы получили новые данные, позволяющие пересмотреть возраст отложений в обрамлении блока гнейсов. В изученном разрезе протяженностью 1800 м выделены пять пачек. Первая пачка мощностью 400 м сложена переслаиванием глиноземистых углеродсодержащих метапесчаников и метаалевролитов с прослоями анкерит-сидеритовых метапелитов (с примесью пепловых частиц) и известковых скарнов. Вторая пачка представлена тонким чередованием метапесчаников, метаалевролитов и углистых метааргиллитов. Мощность пачки 190 м. Третья пачка мощностью 250 м включает песчаники грубозернистые и мелкогалечные гравелиты, среди обломков кварц, плагиоклаз, биотитовый микрокварцит от остроугольных уплощенных до полуокатанных. Четвертая пачка мощностью 250 м сложена углеродистыми доломитами и известковистыми доломитами с прослоями аргиллитов и кварцитовидных песчаников. Пятая, туфотерригенная, пачка сложена псефитовыми и псаммитовыми туфами основного состава и плохо сортированными туфопесчаниками, мощность более 300 м. По комплексам спор и пыльцы возраст первой пачки определен средним карбоном, вторая, третья и пятая пачки датированы в интервале средний карбон – пермь. Четвертая пачка по миоспорам и хитинозоям отнесена к позднему девону (фамен) – раннему карбону (турне). Первую, вторую, третью и пятую пачки по составу и возрасту мы относим к татауровской свите (ранее рассматривались в составе итанцинской), а четвертую пачку – к курбинской свите (ранее бурлинской). Мощность татауровской свиты в разрезе по р. Кика более 1140 м, курбинской свиты – 250 м. Таким образом,

обрамление гнейсов представлено пакетом разновозрастных (верхний девон – нижний карбон и средний карбон – пермь) тектонических пластин. Гнейсы и окрестные граниты пока не датированы.

Результаты термобарометрии свидетельствуют о том, что метаморфизм гнейсов и терригенных пород их обрамления происходил в разных условиях глубинности и завершался изобарическим остыванием. Пиковые значения температур обеих толщ отвечали амфиболитовой фации. Пачки 4 и 5 не метаморфизованы. Мы предполагаем синхронность метаморфизма и катаклаза с возрастом гранитов и пермский возраст последних. Можно предположить, что геологическая ситуация на участке Кика соответствует комплексу метаморфического ядра в зоне перехода от гнейсового «фундамента» к «покрову». К сожалению, структурные наблюдения отсутствуют.

Аналитические работы проводились с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Состав и взаимоотношения минералов изучались на растровом электронном микроскопе LEO-1430VP с системой энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350 (оператор Е.В. Ходырева).

Исследование выполнено в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту IX.124.1.3, номер гос. рег. АААА-А17-117011650013-4 и при поддержке РФФИ (проекты № 18-05-00234, 19-05-00986).

[1] Термо- и барометрия метаморфических пород / Ред. В.А. Глебовицкий Л.: Наука, 1977. 207 с.

[2] *Илалова Р.К., Гульбин Ю.Л.* Термометрия никеленосных хлоритов Кольского массива (Северный Урал) // Записки ВМО. 2018. Ч. CXLVII. № 5. С. 1–17.

[3] *Камзолкин В.А., Иванов С.Д., Конилов А.Н.* Эмпирический фенгитовый геобарометр: обоснование, калибровка и применение // Записки РМО. 2015. Ч. CXLIV. № 5. С. 1–14.

[4] *Котов Н.В.* Мусковит-хлоритовый палеотермометр // ДАН СССР. 1975. Т. 222. № 3. С. 701–704.

[5] *Мишкин М.М.* Амфиболовый геотермобарометр для метабазитов // ДАН СССР. 1990. Т. 312. № 4. С. 944–946.

[6] *Осокин П.В., Булгатов А.Н., Квашнин В.Г.* Осадочно-вулканогенные образования хр. Морского (Забайкалье) и их минерагения // Геология и геофизика. 1989. Т. 30. № 5. С. 50–59.

[7] *Перчук Л.Л.* Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 392 с.

[8] *Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997.

[9] *Ферштатер Г.Б.* Магматизм эпохи закрытия Уральского палеоокеана и формирования подвижного пояса: состав, особенности эволюции, источники // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 202–224.

[10] *Eugster H.P., Yoder H.S.* The joint muscovite-paragonite. Carnegie Institution of Washington Yearbook. 1955. V. 54. P. 124-6.

[11] *Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B.* Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // American Mineralogist. 1987. V. 72. P. 231–239.

[12] *Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Yu.* The nature and models of metamorphism. Cham: Springer, 2018. 330 p.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 122–123

«КЛИНОПИРОКСЕНОВАЯ» ПАЛЕОГЕОТЕРМА ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД ВЕРХНЕМУНСКИМ КИМБЕРЛИТОВЫМ ПОЛЕМ, СИБИРСКИЙ КРАТОН

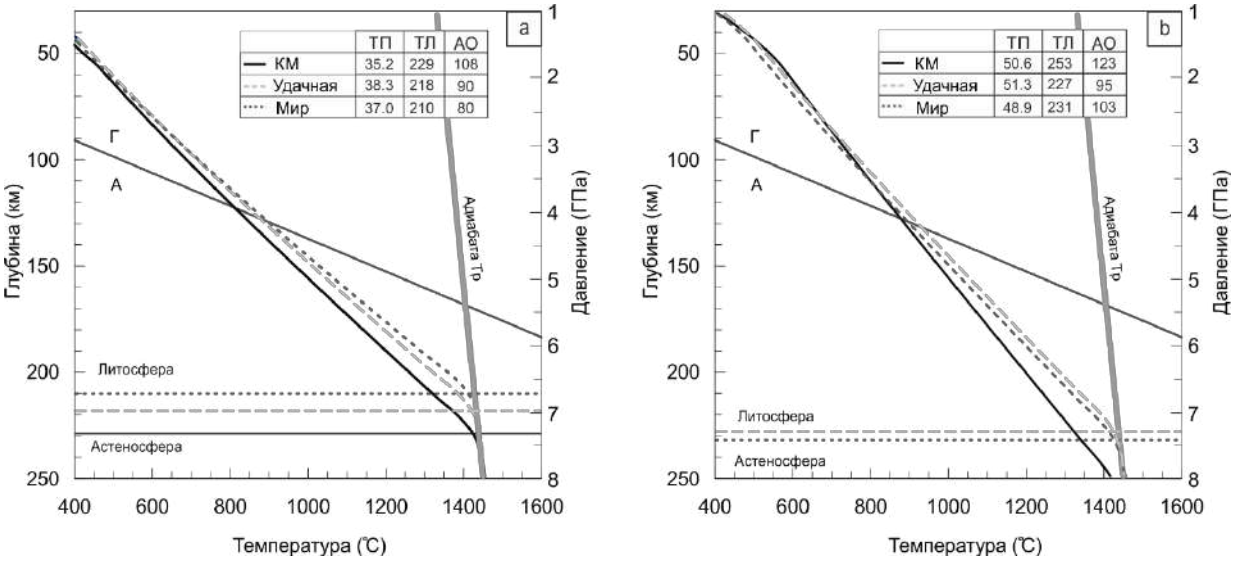
А.М. Дымшиц[1], И.С. Шарыгин[1, 2], В.Г. Мальковец[2], И.В. Яковлев[2], А.А. Гибшер[2], Т.А. Алифирова[2], С.С. Воробей[3], С.В. Потапов[1], В.К. Гаранин[4]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, adymshits@crust.irk.ru
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
[3] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет
[4] Москва, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН

Реконструкция мантийной палеогеотермы (профиль изменения температуры с глубиной) помогает оценить толщину литосферы и определить распределение пород в мантийном разрезе. Кроме того, данные о термическом состоянии литосферной мантии имеют прямое приложение для прогнозирования ее алмазного потенциала. На сегодняшний день существует несколько подходов для оценки термического состояния литосферной мантии. В данной работе была использована программа FITPLOT, подробно описанная в **[1]**. Палеогеотерма реконструируется путем подгонки набора *P-T* данных, полученных для мантийных ксенолитов и/или ксенокристаллов, выносимых глубинными магмами (например, кимберлитами и лампроитами), с учетом данных толщины коры и ее теплогенерации. Программа FITPLOT количественно определяет толщину литосферы как пересечение кондуктивной геотермы с адиабатой конвектирующей мантии, а также позволяет рассчитать значение поверхностного теплового потока.

В данной работе были изучены 323 ксенокристалла клинопироксена (Cpx) и 10 мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная (КМ) Верхнемунского поля (Сибирский кратон). С использованием протокола, описанного в **[2]**, было отобрано 188 Cpx, подходящих для мономинеральной термобарометрии **[3]**. Большинство точек легли вдоль узкого вытянутого поля в *P-T* пространстве. При температурах выше 1300 °C был выделен отдельный кластер, который отклоняется от основного *P-T* тренда. Точки кластера либо отклоняются из-за погрешности термобарометрии при $P>6$ ГПа, либо регистрируют термическое событие, связанное с кимберлитовым магматизмом (явление, называемое в иностранной литературе «kink» геотермой). Чтобы исключить влияние этих факторов, расчет мантийной палеогеотермы для трубки КМ на момент кимберлитового магматизма (345–380 млн лет) был ограничен численной аппроксимацией точек ниже 1200 °C. Чтобы проиллюстрировать влияние входных параметров, таких как толщина коры и ее теплогенерация, на результирующую палеогеотерму, были рассчитаны несколько моделей (рисунок). В модели #1 величина теплового потока для верхней и нижней коры Верхнемунского поля была зафиксирована при значениях 0.76 и 0.076 мкВт/м^3 в соответствии с **[4]** (рисунок, *a*). Для модели #2 были использованы более высокие значения для теплогенерации – 1.12 и 0.40 мкВт/м^3, рекомендованные в программе FITPLOT **[1]** (рисунок, *b*). Толщина верхней и нижней коры в обоих случаях составила 23 и 33 км. Модель #1 более корректна, так как в ней использованы данные для коры, полученные для изучаемого региона, и она хорошо согласуется с результатами, полученными для трубки Новинка, также находящейся в пределах Верхнемунского поля **[2]**. Таким образом, для Верхнемунского поля были получены следующие значения: тепловой поток ~34–35 мВт/м^2; толщина литосферы 225–230 км и толщина «алмазного окна» 100–110 км. Судя исключительно по термическим параметрам и глубине литосферы, Верхнемунское поле должно обладать высоким алмазным потенциалом. Однако все трубки этого поля имеют низкое содержание алмазов (<0.9 карат на тонну), в то время как толщина литосферы практически аналогична значениям, полученным нами для трубок с высоким содержанием алмазов Удачная и Мир (рисунок, *a*). Таким образом, имеются другие факторы, определяющие алмазоносность Верхнемунского поля **[5]**.

Данные по изучению зернистых перидотитов из трубки КМ находятся в хорошем соответствии с полученной «клинопироксеновой» палеогеотермой, в то время как деформированные перидотиты попадают в кластер высокотемпературных ксенокристаллов Cpx **[5]**. Наша



Сравнение моделей #1 (*a*) и #2 (*b*) для мантийных геотерм под трубками Комсомольская-Магнитная (КМ), Удачная и Мир. ТП – тепловой поток на поверхности, мВт/м^2, ТЛ – толщина литосферы, км, АО – «алмазное окно», км, Тр – 1315 °С.

работа подтверждает результаты, показанные ранее в **[1, 2, 6]**, о том, что палеогеотерма, построенная по тщательно отфильтрованным по химическому составу ксенокристаллам Cpx, имеет точность, сопоставимую с геотермой, полученной на основе *P-T* данных мантийных ксенолитов. При этом мономинеральная Cpx термобарометрия имеет ряд преимуществ: (1) может быть использована в тех регионах, где отсутствуют либо редки ксенолиты; (2) зерна Cpx могут быть легко получены при разработке месторождений на алмазы; (3) требует меньших объемов аналитических работ (один минерал представляет один образец породы); (4) относительная дешевизна и рутинность позволяют получать большой объем *P-T* точек, что крайне важно для повышения точности реконструируемой палеогеотермы.

Исследование выполнено за счет грантов Российского научного фонда (проекты № 18-77-00070, 18-77-10062, 18-17-00249) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 20-35-70058).

[1] *Mather K.A., Pearson D.G., McKenzie D., Kjarsgaard B.A., Priestley K.* Constraints on the depth and thermal history of cratonic lithosphere from peridotite xenoliths, xenocrysts and seismology // Lithos. 2011. V. 125. P. 729–742.

[2] *Ziberna L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V.G.* Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia // American Mineralogist. 2016. V. 101. P. 2222–2232.

[3] *Nimis P., Taylor W.R.* Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2000. V. 139. P. 541–554.

[4] *Rosen O.M., Soloviev A.V., Zhuravlev D.Z.* Thermal evolution of the Northeastern Siberian Platform in the light of apatite fission-track dating of the deep drill core // Izvestia, Physics of the Solid Earth. 2009. V. 45. P. 914–931.

[5] *Dymshits A., Sharygin I., Liu Z., Korolev N., Malkovets V., Alifirova T., Yakovlev I., Xu Y.-G.* Oxidation state of the lithospheric mantle beneath Komsomolskaya–Magnitnaya Kimberlite Pipe, Upper Muna Field, Siberian Craton // Minerals. 2020. V. 10. 740.

[6] *Grutter H.S.* Pyroxene xenocryst geotherms: Techniques and application // Lithos. 2009. V. 112. P. 1167–1178.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 124–125

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УЛЬБАНСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В.А. Заика, А.А. Сорокин

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

Монголо-Охотский складчатый пояс является одним из значимых структурных элементов Восточной Азии. Несмотря на то, что история его формирования приковывает к себе внимание не одного поколения геологов, многие кардинальные вопросы его эволюции не решены (см. обзор в **[3]**). Наиболее дискуссионными являются вопросы о возрасте геологических комплексов, участвующих в строении пояса, а также времени и характере проявления аккреционных и коллизионных процессов.

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

Ульбанский террейн вытянут в субширотном направлении почти на 330 км при максимальной ширине до 130 км. По сложным системам разломов он граничит на севере с Тугурским террейном, на востоке и юге – с Селемджинским террейном Монголо-Охотского складчатого пояса.

В строении Ульбанского террейна залегают позднепермские – среднеюрские турбидиты с пластами яшм, базальтоидов и туфопесчаников (гучинская, кербинская серии, соруканская, нимеленская, ассынийская, отунская, налдындинская свиты) **[1]**. Гучинская серия содержит ископаемую фауну, представленную находками пермских конодонт *Gondolella* ex gr. *idahoensis* (Young. et al.), *Gondolella* ex gr. *bitteri* Koz. характеризующих верхи уфимского – низы казанского яруса, конодонты *Neogondolella* cf. *carinata* (Clark) раннетриасового возраста, раннесреднетриасовые (оленек-анизий) *Neogondolella* cf. *aegaea* Belder, *Neospathodus timorensis* (Nodami) **[1]**. Возраст юрских отложений террейна принят на основании находок углефицированного растительного детрита **[1]**.

U-Pb геохронологические исследования выполнены для детритовых цирконов из метаосадочных пород условно раннеюрской соруканской свиты (обр. V-120), условно среднеюрской налдындинской свиты (обр. V-122). Выделение циркона проведено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с помощью тяжелых жидкостей. U-Th-Pb геохронологические исследования индивидуальных цирконов выполнены в Геохронологическом центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Подробное описание методики приведено на сайте www.laserchron.org. Конкордантные возрасты рассчитаны в программе Isoplot v. 4.15 **[5]**. При построении гистограмм и кривых относительной вероятности возрастов детритовых цирконов использованы только конкордантные оценки возраста.

Из метаалевролита соруканской свиты (обр. V-120) проанализированы 138 зерен детритовых цирконов. Для 123 получены конкордантные оценки возраста, большая часть которых находится в интервалах 180–237, 258–285, 334–350, 360–411, 420–441 млн лет. Присутствуют единичные зерна цирконов с конкордантными значениями возраста 456, 573, 803, 977 млн лет, 1.8, 1.9, 2.5 млрд лет. На кривой относительной вероятности возраста детритовых цирконов выделяются пики 195, 274, 340, 399, 429 млн лет. Наиболее молодое зерно циркона имеет конкордантный возраст 180±2 млн лет.

В ходе U-Th-Pb геохронологических исследований мелкозернистого метапесчаника налдындинской свиты (обр. V-122) проанализированы 127 зерен детритовых цирконов. Для 93 из них получены конкордантные оценки возраста, отвечающие интервалам 178–227, 262–287, 321–409, 452–477, 574–938, 1854–1976 млн лет. Кроме того, присутствуют единичные зерна цирконов с конкордантными значениями 425, 571 млн лет, 1.2, 2.5, 2.6 млрд лет. Пики на кри-

вой относительной вероятности возраста детритовых цирконов соответствуют возрасту 183, 197, 263, 338, 364, 384, 454 млн лет. Наиболее молодое зерно циркона имеет конкордантный возраст 178±2 млн лет.

Полученные результаты свидетельствуют о нижеследующем.

1. Наиболее молодые цирконы из метаалевролита соруканской свиты (обр. V-120) имеют раннеюрский возраст, что согласуется с раннеюрским возрастом свиты, определенным на основании ископаемой фауны. Наиболее молодые цирконы из метапесчаника налдындинской свиты (обр. V-122) имеют раннеюрский возраст, что находится в противоречии со стратиграфическим среднеюрским возрастом свиты **[1]**. Эти данные дают нам право определить нижние возрастные границы этих свит не древнее ранней юры.

2. Возрастные структуры проанализированных выборок цирконов из метаосадочных пород соруканской и налдындинской свит Ульбанского террейна характеризуются сходными возрастными группами детритовых цирконов, для них свойственно практически полное отсутствие раннедокембрийских цирконов, а также доминирование раннемезозойских цирконов.

Из полученных данных следует, что Ульбанский террейн является фрагментом аккреционного комплекса северной окраины Амурского супертеррейна **[6]**, а не наложенным прогибом на палеозойских образованиях Монголо-Охотского пояса **[3]** или аккреционным комплексом южной окраины Северо-Азиатского кратона **[2, 3, 4]**.

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 18-17-00002).

[1] *Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000. Серия Дальневосточная. Лист N-53. Третье поколение. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.

[2] *Забродин В.Ю.* Реконструкция структуры мезозоид восточной части Амуро-Охотской складчатой системы (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 3. С. 64–73.

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

[4] *Khanchuk A.I., Didenko A.N., Popeko L.I. et al.* Structure and Evolution of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt // The Central Asian Orogenic Belt. Geology, Evolution, Tectonics, and Models / Ed. A. Kröner. Stuttgart, Germany: Borntraeger Science Publishers, 2015. P. 211–234.

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

[6] *Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P. et al.* Timing of closure of the eastern Mongol-Okhotsk Ocean: constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // Gondwana Research. 2020. V. 81. P. 58–78.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 126–127

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУКУРИНГРСКОГО ТЕРРЕЙНА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В.А. Заика, А.А. Сорокин

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

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

В данном сообщении представлены результаты Lu-Hf изотопно-геохимических исследований детритовых цирконов метаосадочных пород восточной части Тукурингрского террейна, который является одним из наиболее крупных в строении восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса, он вытянут в субширотном направлении почти на 250 км при максимальной ширине 35–40 км. На юге по зоне Южно-Тукурингрского разлома террейн граничит с Гага-Сагаянским террейном Амурского супертеррейна, с севера по Северо-Тукурингрскому разлому граничит с Джугджуро-Становым супертеррейном юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона, по зоне Чампулинского разлома отделен от Джагдинского террейна Монголо-Охотского пояса.

В строении Тукурингрского террейна выделяют следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх): силурийская (?) тунгалинская толща, нижнедевонская (?) дугдинская толща, нижнесреднедевонская туксинская толща, среднедевонская тангоменская толща **[4]**. Силурийская (?) тунгалинская толща (1100 м) сложена серицит-кварцевыми, эпидот-хлорит-кварцевыми, альбит-эпидот-актинолитовыми сланцами с пластами кварцитов, метапесчаников, линзами мраморов, яшмоидов. По **[4]** она согласно перекрывается нижнедевонской (?) дугдинской толщей (2000 м), сложенной филлитами, метапесчаниками с пластами зеленых сланцев. В свою очередь, на нижнедевонскую (?) дугдинскую толщу согласно налегает нижнесреднедевонская туксинская толща (1700 м), представленная преимущественно зелеными сланцами с прослоями филлитов, метапесчаников и кварцитов. В единичных прослоях мраморизованных известняков установлены остатки кораллов и мшанок, которые и определяют раннесреднедевонский возраст толщи **[4]**. Среднедевонская тангоменская толща (1500 м) сложена переслаивающимися филлитами и метапесчаниками с фауной брахиопод, мшанок и криноидей живетского яруса.

Lu-Hf изотопно-геохимические исследования выполнены для детритовых цирконов метаосадочных пород, характеризующих тунгалинскую толщу (обр. V-54, V-55-1), дугдинскую толщу (обр. V-1), тангоменскую толщу (обр. V-48).

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

Согласно **[5]**, для тунгалинской толщи (обр. V-54) большая часть конкордантных оценок возраста находится в интервале 251–201 млн лет (обр. V-55-1), 305–200 млн лет (неопублико-

ванные данные автора), дугдинской толщи (обр. V-1) – в интервале 306–173 млн лет, конкордантные оценки возраста тангоменской толщи (обр. V-48) находятся в интервале 314–171 млн лет.

Lu-Hf изотопные исследования выполнены для 57 зерен из указанных выше образцов. Установлено что большинство проанализированных цирконов имеют слабоотрицательные и положительные величины $\varepsilon_{Hf(t)}$: от +10.1 до –5.0, а также значения модельного возраста не древнее мезопротерозоя: $t_{Hf(DM)}$=1.41–0.46 млрд лет, $t_{Hf(C)}$=1.55–0.49. Для двух зерен с конкордантным возрастом ~258 (обр. V-48) и ~262 (обр. V-55-1) млн лет величины $\varepsilon_{Hf(t)}$ составляют –34.8 и –34.7 соответственно и архейский модельный возраст $t_{Hf(C)}$=2.82 млрд лет.

Преобладающий нео- и мезопротерозойский Hf-модельный возраст палеозойских и мезозойских цирконов дает основания полагать, что поступление терригенного материала в бассейн осадконакопления происходило преимущественно со стороны Амурского супертеррейна **[1, 2, 5]**.

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

[1] *Заика В.А., Сорокин А.А., Сю Б., Котов А.Б., Ковач В.П.* Геохимические особенности и источники метаосадочных пород западной части Тукурингрского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 2. С. 35–55.

[2] *Заика В.А., Сорокин А.А.* Возраст и источники метаосадочных пород Джагдинского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 1. С. 24–36.

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

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

[5] *Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P. et al.* Timing of closure of the eastern Mongol-Okhotsk Ocean: constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // Gondwana Research. 2020. V. 81. P. 58–78.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 128–129

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И U-PB ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ПОРОД АДЫРТАШСКОЙ СВИТЫ ПОЗДНЕГО ОРДОВИКА (ЮГО-ЗАПАД ТУВЫ)

А.В. Иванов, Е.Ф. Летникова, Е.В. Ветров, А.И. Прошенкин

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

В строении южной части раннепалеозойского Таннуольского террейна Тувы выделяется система грабенов субширотного простирания. Считается, что данные грабены выполнены терригенными образованиями позднеордовикской адырташской свиты, сложенной преимущественно валунными и галечными конгломератами, гравелитами с подчиненными прослоями переслаивающихся песчаников и алевролитов. Возраст формирования и природа этих структур до сих пор остаются неясными. В связи с этим нами проведены детальные исследования грубообломочных отложений грабенных структур в междуречье рек Холу и Деспен.

В данной работе мы представляем первые данные геохронологических (U-Pb датирование цирконов методом LA-ICP-MS) и геохимических исследований пород конгломератового горизонта и песчаников адырташской свиты.

На основе полевого и петрографического изучения установлена вулканическая природа пород, относимых ранее к песчаникам этой свиты **[2]**. Это туфопесчаники. По своим геохимическим характеристикам они классифицируются как продукты вулканизма субщелочных и щелочных базальтов. Близкий петрографический и геохимический состав с этими вулканомиктовыми породами имеет матрикс изучаемых конгломератов. Все это позволяет нам рассматривать эти породы как вулканические, а не как осадочные. Об их генетической близости свидетельствуют данные U-Pb-изотопного датирования цирконов (методом LA ICP-MS, ЦКП ИГМ СО РАН). Следует отметить, что из крупнообъемных проб было выделено крайне мало цирконов, менее 20 зерен для пробы. Для цирконов из вулканомиктового матрикса конгломератов было получено 13 определений (дискордантность менее 6 %) возраста. Основная популяция из девяти зерен магматического происхождения имеет возраст 457 млн лет. Два зерна имеют возраст около 480 млн лет и единичные зерна – 516 и 815 млн лет. Подобная картина в распределении возраста цирконов наблюдается и для изученных туфопесчаников. Изучено семь зерен цирконов с конкордантными значениями возраста, где по анализу шести зерен получен возраст 458 млн лет и по одному зерну – 937 млн лет.

Обломочная часть грубообломочных вулканических пород адырташской свиты представлена гранитоидами, вулканитами и туфами различного состава. Среди галек идентифицированы обломки щелочных пород с крупными зернами нефелина. Гранитоиды представлены в основном диоритами и плагиогранитами. Вулканиты более разнообразны. Для них на основе их петрогенного состава и отношения ряда немобильных элементов была проведена классификация. Основную часть пород в изученной выборке составляют андезиты, андезибазальты, субщелочные базальты и дациты/риодациты. В целом, все изученные разности магматических и вулканических пород имеют схожий спектр мультиэлементного распределения. Для них характерны повышенные концентрации Th (от 4 до 13 г/т) и P_2O_5 (от 0.20 до 0.35 %). Для группы обломков, разнообразных по составу (от дацитов до щелочных базальтов), характерной чертой является присутствие Ta максимума при минимуме по Nb. На основе распределения РЗЭ можно выделить несколько групп пород в независимости от их петрохимического состава. В первую, основную, группу можно объединить породы с отношением LREE/HREE от 1.7 до 3.1 с выраженной отрицательной Eu-аномалией. Вторая группа представлена породами с этим отношением от 1.5 до 1.6 и отсутствием Eu-аномалии. Одна проба субщелочного базальта имеет практически плоский спектр распределения (LREE/HREE=1.18) и отсутствие Eu-аномалии.

На основе U-Pb изотопного датирования цирконов из валунов грубообломочной вулканомиктовой породы получены следующие результаты. Возраст близких по составу плагиогранитов оценивается от 455 до 462 млн лет. Близкий по составу и возрасту риодацит имеет воз-

раст 455 млн лет. Близость их геохимического состава и возраста позволяет считать, что эти обломки поступили в бассейн седиментации в результате разрушения единой вулканоплутонической ассоциации. Возможными источниками сноса этого обломочного материала, вероятнее всего, были синхронные с ними вулканиты и гранитоиды, расположенные по реке Деспен в 2 км на восток **[3]**. Для них установлена рифтогенная природа, связанная с обстановками растяжения в пределах континентального блока **[1]**.

Таким образом, уже первые данные, полученные при изучении адырташской свиты, позволили получить важные результаты:

1. Породы адырташской свиты в системе грабенов имеют вулканогенную природу, а не осадочную, как считалось ранее.

2. Импульс вулканизма оценен нами на основе данных U-Pb датирования в интервале от 455 до 462 млн лет.

3. В составе грубообломочной части конгломератового горизонта обнаружены щелочные породы с вкрапленниками нефелина, что является экзотическим для раннепалеозойских пород Таннуольского террейна.

Дальнейшие исследования позволят нам получить более подробную конкретную информацию о развитии тектонических структур на юго-западе Тувы.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 19-17-00099).

[1] *Ветров Е.В., Уваров А.Н., Ветрова Н.И., Летников Ф.А., Вишневская И.А., Жимулев Ф.И., Андреева Е.С., Червяковская М.В.* Среднепозднеордовикские вулканогенные образования Таннуольского террейна (юго-запад Тувы): первые изотопно-геохимические (Sm/Nd) и геохронологические данные // Геология и геофизика. 2020 (в печати). doi:10.15372/ GiG2020159.

[2] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:200000. Серия Западно-Саянская. Лист M-46-X. М., 1961.

[3] *Vetrov E.V., De Grave J., Vetrova N.I., Zhimulev F.I., Nachtergaele S., Van Ranst G., Mikhailova P.I.* Tectonic history of the South Tannuol Fault Zone (Tuva Region of the Northern Central Asian Orogenic Belt, Russia): Constraints from multi-method geochronology // Minerals. 2020. V. 10. 56. doi:10.3390/ min10010056.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 130–131

ДИСБАЛАНС Pd/Pt ОТНОШЕНИЙ МЕЖДУ СУЛЬФИДНЫМИ РУДАМИ, ИНТРУЗИЯМИ И ЛАВАМИ СИБИРСКИХ ТРАППОВ: ПОТЕРЯННАЯ ПЛАТИНА ИЛИ ОШИБОЧНАЯ КОНЦЕПЦИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ?

А.В. Иванов[1], А.Е. Марфин[1], Е.И. Демонтерова[1], Т.В. Дудкин[2], В.С. Каменецкий[3], М.Л. Фиорентини[4]

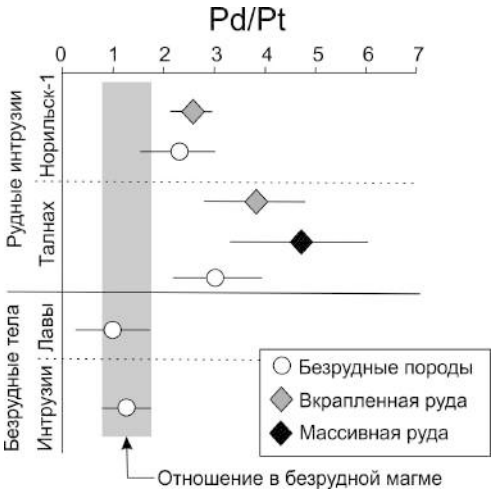
[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, aivanov@crust.irk.ru
[2] Норильск, «Норильскгеология», timur-dudkin@mail.ru
[3] Хобарт, Австралия, Университет Тасмании, dima.kamenetsky@utas.edu.au
[4] Перт, Австралия, Университет Западной Австралии, marco.fiorentini@uwa.edu.au

Установленные запасы группы месторождений Норильск-Талнахского рудного узла на конец 2019 г. составляют 2.137 млрд тонн при содержании металлов 0.72 % никеля, 1.39 % меди, 4.91 г/т элементов платиновой группы (ЭПГ) и 0.22 г/т золота, что дает в глобальном масштабе 15 % никеля, 27 % палладия и 30 % меди **[1]**. Географически эти месторождения локализованы в интрузивах, по составу преимущественно базитовых, возраст которых (~252 млн лет) соответствует возрасту базальтовых моронговской и мокулаевской свит Сибирских траппов **[2, 3]**. Возраст сульфидной и платиновой минерализации совпадает с возрастом самих интрузий в пределах, хотя и большой, погрешности измерений **[4, 5]**. Среди множества обсуждаемых моделей образования месторождений Норильск-Талнахского рудного узла наиболее популярной является та, в которой недосыщенные серой мантийные магмы несут в себе металлы, а сера поступает в магму в результате ее ассимиляции из осадочных пород. Месторождение формируется в проточной камере, в которую, с одной стороны, с магмой непрерывно поступают металлы, а с другой, из осадочных пород – сера, после чего Fe, Cu, Ni связываются в сульфидной жидкости, которая частично остается в толще интрузии в виде вкрапленной руды и осаждается на дно магматической камеры или даже выходит из нее в осадочную раму, формируя залежи массивной руды **[6, 7]**. При этом палладий в основном входит в пентландит, а платина образует самостоятельные минералы **[8]**.

Нами проведен анализ Pd/Pt отношений в рудах (224 образца), безрудных породах рудоносных интрузий (70 образцов), в породах безрудных интрузий (23 образца) и в лавах (93 образца) Сибирских траппов. Для руд и безрудных горизонтов интрузий использованы данные, полученные в контрольно-аналитическом управлении ЗФ ПАО «ГМК Норильский никель» по керну поверхностных и подземных скважин с месторождений Норильск-1 и Талнах. Для лавовых свит в районе Норильск-Талнахского рудного узла использованы опубликованные данные **[9, 10]**. Для удаленных от этого района безрудных интрузий Ангаро-Тасеевской синеклизы, которые по своему химическому составу аналогичны доминирующему типу лав Сибирских траппов, приводятся собственные новые данные.

Из рисунка видно, что руды и безрудные горизонты в пределах одной и той же рудоносной интрузии статистически не различаются между собой. Однако Pd/Pt отношения в пределах интрузии Норильск-1 заметно ниже таковых в пределах интрузии Талнах. И те, и другие заметно превышают Pd/Pt отношения в лавах и удаленных безрудных интрузиях.

Дисбаланс по Pd/Pt отношению между лавами и удаленными безрудными интрузиями, с одной стороны, и породами и рудами интрузий Норильск-1 и Талнах, с другой стороны, требует объяснения. Если источником ЭПГ для руд являлась базальтовая магма, аналогичная по составу магме, излившейся на поверхности в виде лав, и внедрявшаяся в осадочную толщу на удалении от рудных объектов, то более высокие Pd/Pt отношения в рудах означают, что где-то находится необнаруженный резервуар платины, общей массой сопоставимый с массой палладия. Иными словами, где-то может находиться необнаруженное месторождение-гигант платины. С учетом того, что платина образует собственные тяжелые фазы (например, изоферроплатина, тетрафероплатина и сперрилит), такое месторождение может находиться в глубоких горизонтах магматических камер. Альтернативное объяснение, исключающее существование



Pd/Pt отношения в рудных и безрудных объектах Сибирских траппов. Приведены средние значения со стандартными отклонениями. Серым полем показан диапазон отношений, выявленных в удаленных от рудных объектов интрузиях Ангаро-Тасеевской синеклизы, которые, по-видимому, указывают на Pd/Pt отношения в трапповой магме, не связанной с рудным процессом.

такого месторождения платины, означает, что магма, питавшая рудные интрузии, такие как Норильск-1 и Талнах, уже была обогащена палладием в сравнении с магмой, питавшей лавы и удаленные интрузии. Если это так, то следует пересмотреть концепцию, в которой ЭПГ (и, возможно, другие металлы) переносятся из мантии. Вместо этого следует предположить, что их источник находился в коре, возможно, в обогащенных палладием (по сравнению с платиной) древних месторождениях. Эти месторождения ассимилировались и ремобилизовывались магмой Сибирских траппов в месторождения Норильск-Талнахского рудного узла.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ 16-17-10068.

[1] *Barnes S.J., Malitch K.N., Yudovskaya M.A.* Introduction to a special issue on the Norilsk-Talnakh Ni-Cu-platinum group element deposits // Economic Geology. 2020. V. 115 P. 1157–1172.

[2] *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. e1500470.

[3] *Latyshev A., Rad'ko V., Veselovskiy R., Fetisova A., Pavlov V.* Correlation of the Permian-Triassic ore-bearing intrusions of the Norilsk region with the volcanic sequence of the Siberian Traps based on the paleomagnetic data // Economic Geology. 2020. V. 115, P. 1173–1193.

[4] *Marfin A.E., Ivanov A.V., Kamenetsky V.S., Abersteiner A., Yakich T.Yu., Dudkin T.V.* Contact metamorphic and metasomatic processes at the Kharaelakh intrusion, Oktyabrsk deposit, Norilsk-Talnakh ore district: Application of LA-ICP-MS dating of perovskite, apatite, garnet, and titanite // Economic Geology. 2020. V. 115. P. 1213–1226.

[5] *Якубович О.В., Мочалов А.Г., Служеникин С.Ф.* Сперрилит ($PtAs_2$) как ^{190}Pt-^{4}He геохронометр // ДАН. 2015. Т. 462. № 1. С. 88–90.

[6] *Радько В.А.* Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 19–27.

[7] *Naldrett A.J.* A model for the Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region and its application to other areas of flood basalt // Economic Geology. 1992. V. 87. № 8. P. 1945–1962.

[8] *Спиридонов Э., Кулагов Э., Серова А., Куликова И., Коротаева Н., Середа Е., Тушенцова И., Беляков С., Жуков Н.* Генетическая минералогия Pd, Pt, Au, Ag, Rh в норильских сульфидных рудах // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 5. С. 445–445.

[9] *Lightfoot P.C., Keays R.R.* Siderophile and chalcophile metal variations in flood basalts from the Siberian trap, Noril'sk region: Implications for the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide ores // Economic Geology. 2005. V. 100. P. 439–462.

[10] *Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King B.-S.W., Knight R.J., Siems D.F.* Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1993. V. 57. P. 3677–3704.

НЕВАДИЙСКИЙ (КАРЛИНСКИЙ) ТИП МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ВЕСТИ С ПОЛЕЙ

А.В. Иванов[1], И.В. Четвертаков[1], А.А. Рыбченко[1], И.С. Шарыгин[1], Т.А. Чикишева[1], А.Н. Жиличева[1], В.М. Чубаров[2], Т.Ю. Якич[3], В.С. Каменецкий[4]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, aivanov@crust.irk.ru
[2] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, chubarov@igc.irk.ru
[3] Томск, Национальный исследовательский Томский государственный университет, cherkasovatu@tpu.ru
[4] Хобарт, Австралия, Университет Тасмании, dima.kamenetsky@utas.edu.au

Месторождения золото-мышьяково-ртутной формации, изначально выявленные в штате Невада в США **[1, 2]**, получили классификацию невадийского (Карлинский) типа. Этот тип характеризуется высокими концентрациями (от 1 до 10 г/т) и большими запасами (от 1 до более 1000 тонн) золота **[1]**. Золото находится в самородном тонкодисперсном виде или в богатых мышьяком оторочках пирита в осадочной, преимущественно карбонатной, толще, служащей ловушкой и реакционной средой для флюидов, циркулирующих по крутопадающим разломным зонам. При этом флюид мог как образовываться за счет глубоко проникающих в осадочную толщу атмосферных осадков, так и иметь подпитку от мантийных магм, внедрявшихся в виде интрузий в глубокие горизонты древней, архейской или протерозойской, коры. Все вышеуказанные факторы присутствуют (или их можно предполагать) в том или ином виде на юге Сибирской платформы.

Современные реки юга Сибирской платформы имеют достаточно большое количество шлиховых проявлений золота и полупромышленных россыпей, часть которых разрабатывалась кустарным способом. При ГСР-200 выделен ряд перспективных площадей, некоторые из них переопробованы нами **[3]**. Среди изученного шлихового золота выделено четыре типа, один из которых, характеризующийся высокими содержаниями Ag (25–35 %) и Hg (2–15 %), был отнесен к золоту невадийского (карлинского) типа. Среди перспективных участков с золотом этого предполагаемого типа оруденения предложен участок Дундай, расположенный в 2 км северо-восточнее одноименной деревни, на левом борту безымянного ручья, правого притока р. Ида **[3]**. Ранее горными работами там был оконтурен шлиховой ореол золота размером 1.5×0.6 км, а буровыми работами на глубинах первых метров вскрыты две маломощные (0.5–1.8 м) зоны с содержанием золота 0.2–1.5 г/т **[4]**. В этом сообщении мы приводим собственные данные малоглубинного бурения на участке Дундай, проведенного нами в сентябре 2020 г., а также новые результаты геохимических и минералогических исследований, которые, как ожидается, будут завершены к началу проведения конференции.

Работа выполнена в рамках мегагранта № 075-15-2019-1883.

[1] *Cline J.S., Hofstra A.H., Muntean J.L., Tosdal R.M., Hickey K.A.* Carlin-type gold deposits in Nevada: Critical geologic characteristics and viable models // Economic Geology. 100th Anniversary Volume. 2005. P. 451–484.

[2] *Борисенко А.С., Наумов Е.А., Оболенский А.А.* Типы золото-ртутных месторождений и условия их образования // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 342–354.

[3] *Четвертаков И.В., Иванов А.В., Михеева Е.А., Чикишева Т.А., Якич Т.Ю.* Перспективы коренной золотоносности юга Сибирской платформы по результатам изучения морфогенетических особенностей шлихового золота // Отечественная геология (в печати).

[4] *Государственная геологическая карта Российской Федерации.* Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-48 – Иркутск. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 574 с.+12 вкл.

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

2020. Выпуск 18. С. 133–135

ВЫСОКОКАЛИЕВЫЙ МАГМАТИЗМ НА РУБЕЖЕ 640 МЛН ЛЕТ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (БИРЮСИНСКОЕ ПРИСАЯНЬЕ)

А.Э. Изох, Е.Ф. Летникова, С.М. Жмодик

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

Традиционно источниками поступления обломочного материала в осадочные бассейны Сибирской платформы и ее складчатого обрамления считаются породы раннедокембрийского фундамента и магматические образования, связанные с различными этапами ее тектономагматической активизации. В результате их разрушения происходило накопление осадков первого и второго циклов, сложенных, как правило, кварцем, полевыми шпатами, обломками пород, слюдами. В этом случае кварц в несколько раз превышает количество других типов породообразующих обломков терригенных пород. При этом в осадочных последовательностях Сибирской платформы отмечены литотипы обломочных пород, где господствующее место среди породообразующих кластов занимают калиевые полевые шпаты при подчиненном количестве кварца. Как правило, эта закономерность остается без должного внимания, и такие породы классифицируются как аркозы. В результате исчезает возможность диагностики импульсов калиевого вулканизма во внутриплитных обстановках, запечатленных в осадочной летописи Сибирской платформы. В рамках решения проблемы диагностики продуктов высококалиевого вулканизма нами начаты работы по изучению минерального состава, в том числе с помощью сканирующего электронного микроскопа, геохимических и изотопных характеристик высококалиевых пород в осадочных последовательностях Сибирской платформы и U-Pb датирования цирконов в них. Ранее нами диагностированы продукты калиевого трахитового вулканизма, возможно, лампроитовой серии, в триасовых (235 млн лет) отложениях осипайской свиты Оленекского поднятия **[1, 2]**.

В рамках этой проблемы нами исследованы позднедокембрийские красноцветные обломочные породы карагасской серии Бирюсинского выступа Сибирской платформы и проведено их сопоставление с керном скважины Б3 Большетагнинского массива (материалы С.М. Жмодика). Для отложений карагасской серии характерны высокие содержания K_2O (от 5 до 12 %) и низкие Na_2O. Отмечено преобладание калиевых полевых шпатов над кварцем (данные рентгенофазового анализа КПШ 45–65 %, Q 10–35). При минералогических исследованиях были изучены красноцветные песчаники и гравелиты базальных слоев карагасской серии (верховья р. Уват), средняя часть этой серии в среднем течении р. Туманшет (пробы из коллекции д.г.-м.н. А.Д. Ножкина) и верхняя часть разреза изучены в районе р. Мара. Для всех песчаников характерны неокатанные обломки КПШ, часто сохранившие форму кристаллов, что указывает на отсутствие значительной транспортировки обломочного материала в бассейн седиментации.

В песчаниках установлены обломки крупных зональных кристаллокластов с повышенными концентрациями Ba в центральной части зерен, а также лейсты калишпата в раскристаллизованной основной массе, сложенной калишпатом и кварцем. Часто по калишпату развивается мусковит. Среди акцессорных минералов преобладают фторапатит с повышенными содержаниями Sr и РЗЭ, циркон с высоким Th, рутил с примесью ниобия, монацит, магнетит (рис. 1). Иногда отмечается присутствие хромита.

Более информативными оказались гравелиты (обр. K-29_18A-1). В них присутствуют обломки пород, которые по валовому составу соответствуют грейзенизированным сиенитам с повышенными содержаниями титана (до 3 %) и фосфора (до 1.5 %). Эти обломки имеют специфический минеральный состав. В них широко проявлен фторапатит и ниобийсодержащий рутил. Биотит полностью хлоритизирован. Широко проявлен мусковит, что обусловлено грейзенизацией. В отдельных обломках диагностирован флоренсит $(Ce, La)Al_3(PO_4)_2(OH)_6$ (рис. 2). Этот минерал характерен для сильно аргилитизированных апатитсодержащих пород и карбонатитов. Подобный парагенезис характерен для метасоматизированных сиенитов Большетагнин-

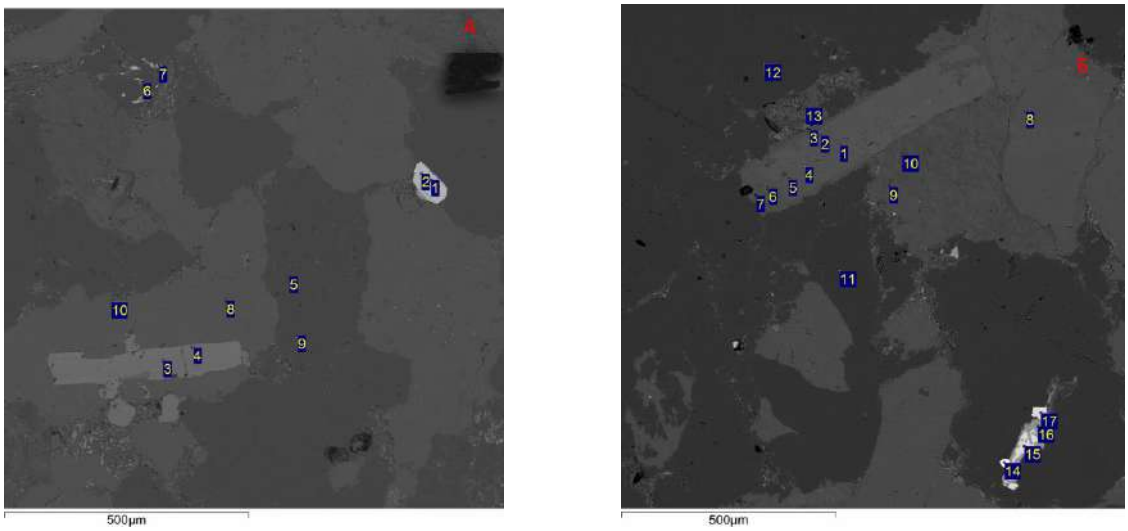


Рис. 1. Песчаник К1-14. *А* – 1, 2 – циркон; 3, 4, 6 – фторапатит; 5 – кварц; 6 – магнетит; 7 – калишпат; 9 – рутил; *Б* – 1–9, 13 – калишпат; 10 – мусковит; 11, 12 – кварц; 14 – циркон; 15, 17 – магнетит; 16 – рутил.

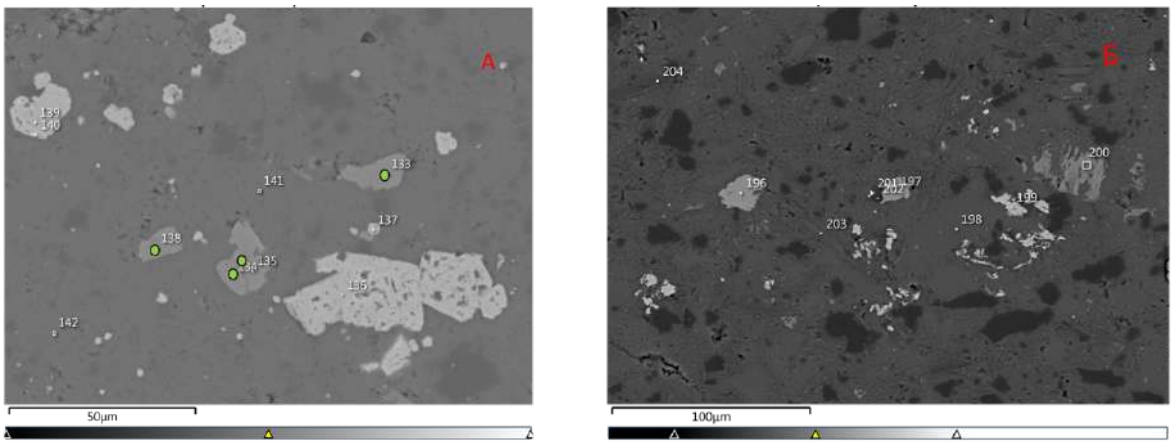


Рис. 2. Образец К-29_18. *А* – гравелит, метасоматизированный сиенит: 133–135, 138 – фторапатит; 136–139 – флоренсит; 141, 142 – калишпат; 124, 125, 130, 131 – хлоритизированный биотит; *Б* – грейзенизированный сиенит – 196–197 – фторапатит; 198 – калишпат; 199 – рутил; 200 – хлорит (по биотиту?); 201 – флоренсит; 202 – кварц; 203, 204 – мусковит.

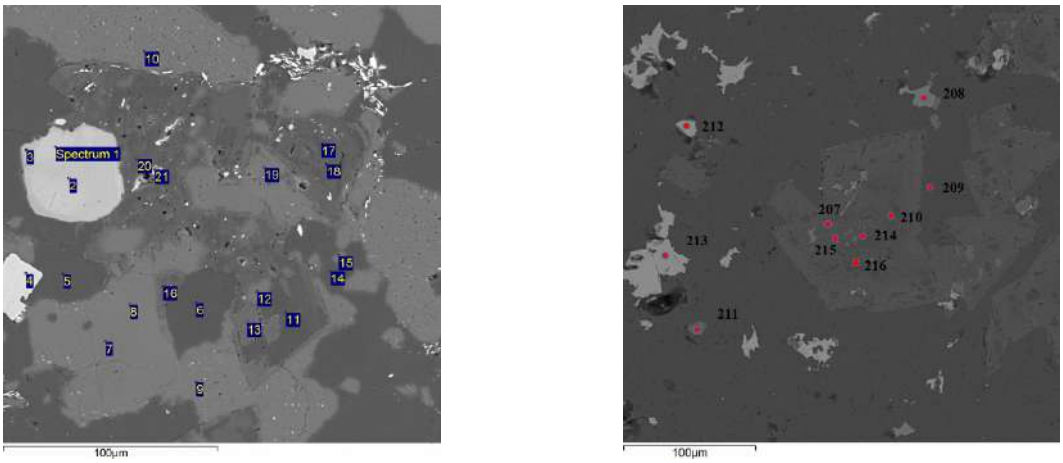


Рис. 3. Зональные кристаллы доломита-сидерита в калишпате. *А* – обломок в гравелите карагасской серии (обр. krg-1), *Б* – в метасоматизированных породах Большетагнинского массива (обр. Б-489).

ского массива, который относится к белозиминскому комплексу (630 млн лет). В них диагностированы фторапатит, ниобиевый рутил, колумбит, пирохлор, флогопит, титаномагнетит, доломит. В дайке альвикита отмечаются зональные хромшпинелиды, включенные в полностью карбонатизированные вкрапленники оливина. Основная масса дайки представлена флогопитом, калишпатом, карбонатом и фторапатитом.

Наиболее показательным является то, что источником сноса в песчаники и гравелиты карагасской серии являются породы белозиминского комплекса, особенность которых – наличие обломков с зональными хорошо ограненными кристаллами доломита и сидерита, которые располагаются в калишпате (рис. 3).

Вывод. Особенности химического и минерального состава изученных пород и минералов позволяют считать, что источниками обломочного материала для них послужили продукты щелочного магматизма, связанного с формированием большезиминского комплекса (630–650 млн лет), включая Большетагнинский щелочно-карбонатитовый массив **[3]**.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 19-17-00099).

[1] *Летникова Е.Ф., Лобанов С.С., Похиленко Н.П., Изох А.Э., Николенко Е.И.* Источники поступления обломочного материала в карнийский алмазоносный горизонт северо-востока Сибирской платформы // ДАН. 2013. Т. 451. № 2. С. 193–196.

[2] *Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Николенко Е.И., Похиленко Н.П., Шелестов В.О., Джен Н., Лобанов С.С.* Позднетриасовый этап магматической активности высококалиевого трахитового вулканизма северо-востока Сибирской платформы: свидетельства в осадочной летописи // ДАН. 2014. Т. 459. № 3. С. 327–331.

[3] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В.* Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // ДАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 136–138

МАГНИТНАЯ АНИЗОТРОПИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА КИСТЕНЕВО КАК ОТРАЖЕНИЕ ОРИЕНТИРОВКИ ДРЕВНЕЙ ДОЛИНЫ Р. ЛЕНЫ

А.Ю. Казанский[1, 2], Г.Г. Матасова[2, 3], А.А. Щетников[2, 4, 5], И.А. Филинов[2, 4], В.Ю. Брагин[3]

[1] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, kazansky_alex@mail.ru
[2] Москва, Геологический институт РАН
[3] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, matasovagg@ipgg.sbras.ru
[4] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, shch@crust.irk.ru
[5] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, shch@crust.irk.ru

Магнитная текстура недеформированных осадков, определяемая на основе анизотропии магнитной восприимчивости, является мощным инструментом реконструкции условий осадконакопления и направления транспортировки осадочного материала **[1, 2]**. В Байкальском регионе изучение магнитной структуры песчаных осадков представляется весьма актуальным для решения вопроса о природе манзурского аллювия и проблемы стока Байкала в р. Лену.

Целью данной работы являлась реконструкция направления палеодолины р. Лены по ориентировке главных осей анизотропии магнитной восприимчивости песчаных осадков на примере изучения аллювиальных отложений, вскрывающихся на правом берегу р. Лены, в 1.5 км выше по течению от пос. Кистенева (54.993°N, 105.758°E). В стенке действующего карьера здесь обнажаются гравийные галечники с прослоями и линзами ожелезненных русловых песков (рис. 1, *а*). Возраст аллювия, согласно Н.А. Логачеву **[3]**, оценивается верхним эоплейстоценом.

Отбор ориентированных образцов выполнен из четырех песчаных горизонтов разреза (рис. 1). Из каждого горизонта отбиралось по три – четыре стратиграфических уровня по пять образцов в каждом, для оценки пространственного распределения магнитной восприимчивости по мощности слоя. Отбор осуществлялся в стандартные пластиковые контейнеры с внутренним объемом 7 см^3. Всего коллекция составила 85 образцов.

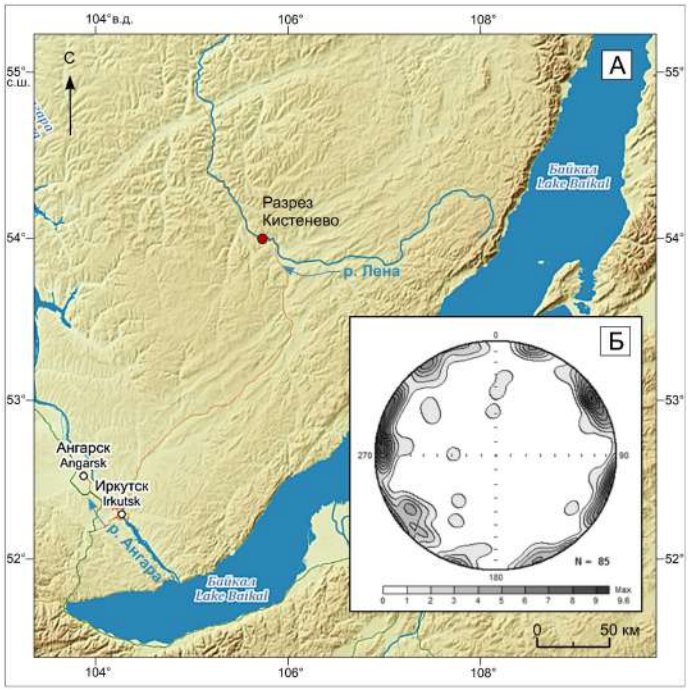


Рис. 1. Географическое положение разреза Кистенево (*А*) и изолинии концентрации направлений максимальной оси анизотропии магнитной восприимчивости в географической системе координат (*Б*).

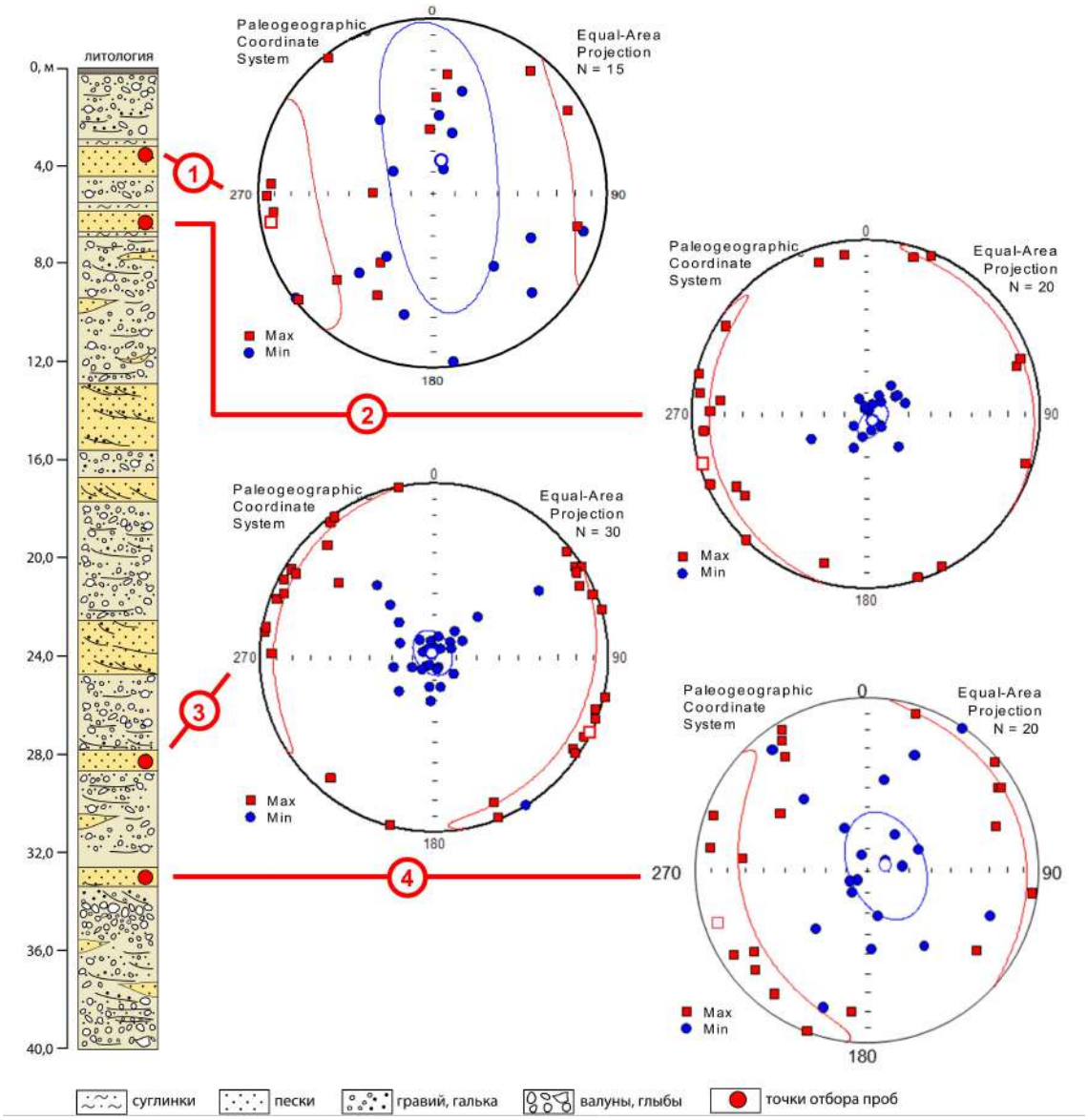


Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка разреза Кистенево и стереограммы распределения направлений максимальной (К1) и минимальной (К3) главных осей анизотропии магнитной восприимчивости. Незалитыми символами показаны средние направления, овалами – доверительные интервалы средних направлений.

Измерения магнитной восприимчивости и ее анизотропии выполнены в Палеомагнитном центре ИНГГ СО РАН на многофункциональном каппа-мосте MFK-1a (AGICO, Чехия). Обработка результатов измерений проводилась с помощью программы ANISOFT 4.2.

Значения объемной магнитной восприимчивости K варьируются в пределах 2.7–84.1×10^{-5} СИ и в среднем составляют 11.0×10^{-5} СИ, что обеспечивает достаточную точность при измерении ее анизотропии. 80 % образцов характеризуются магнитной восприимчивостью в диапазоне 2–20×10^{-5} СИ, бóльшие значения характерны для точки отбора образцов № 3.

Степень анизотропии магнитной восприимчивости осадков не превышает 8 %, линейной анизотропии – 3 % , плоскостной анизотропии – 6 %. При этом образцы с линейной анизотропией преобладают в самой верхней (точка 4) и самой нижней части разреза. Для точек № 2 и 3 характерна плоскостная анизотропия.

Распределение максимальных осей (К1) анизотропии в целом по разрезу указывает на преимущественно осадочную магнитную текстуру отложений. На рис. 1, *б*, показаны изолинии концентрации направлений К1, указывающие на преобладающие З-В направление транспорта осадочного материала, при подчиненном влиянии ССВ-ЮЮЗ и ССЗ-ЮЮВ направлений. Основное направление в целом совпадает с генеральным направлением современной долины р. Лены на данном участке (рис. 1, *а*), второстепенные – с ориентировкой основных меандров.

Раздельный анализ распределений главных осей анизотропии показывает, что на разных уровнях отбора могут присутствовать образцы с различным типом анизотропии и ориентировкой ее осей. Такая неоднородность осадка типична для речных отложений, поэтому в каждой точке анализировалась статистика по всей мощности слоя.

Для точек 1 и 4 характерен наибольший разброс направлений главных осей и максимальные отклонения оси минимальной анизотропии от вертикали (рис. 2). Такая магнитная текстура характерна для отложений потоков со сложной гидродинамикой и умеренными скоростями течения **[2]**. Преобладающие направления транспорта осадочного материала по направлениям K1 составляют 251° ЮЗ. В точке 2 наблюдается типичная осадочная текстура, характерная для спокойной гидродинамической обстановки (скорость течения менее 1 см/с), и основное направление транспорта 248° ЮЗ. Наиболее сложная магнитная текстура характерна для точки 3. Здесь просматриваются два распределения: 1) нормальное осадочное спокойной гидродинамики с направлением течения 310° СЗ и 2) так называемая «выравненная потоком текстура» **[2]**, характерная для ламинарных потоков с интенсивным течением и ориентировкой максимальных осей перпендикулярно направлению потока, что в данном случае составляет 328° СЗ. При этом на одном уровне встречаются образцы и с тем и другим типом магнитной текстуры, что свидетельствует о непостоянстве гидродинамического режима.

Таким образом, формирование изученных песчаных горизонтов разреза Кистенево происходило в условиях переменной гидродинамической обстановки. Направление переноса осадочного материала течением изменялось от 248–251° ЮЗ до 310–328° СЗ, при этом при изменении силы течения и типа магнитной текстуры гидродинамической обстановки направление транспорта в целом сохранялось. Полученные оценки направления течений хорошо согласуются с ориентировкой современной долины р. Лены на данном участке и отражают развитие меандров. Следов катастрофического прорыва байкальских вод в р. Лену в разрезе Кистенево не обнаружено. Об этом свидетельствуют как величины магнитной восприимчивости, так и ее магнитная текстура, нетипичные для катастрофических потоков **[4]**.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 19-17-00216).

[1] *Evans M.E., Heller F.* Environmental magnetism. New York: Academic Press, 2003. 299 p.

[2] *Dall'Olio E., Felletti F., Muttoni G.* Constraints on mechanisms of deep-water mudstone deposition in the Marnoso Arenacea Formation (Miocene, Italy) through magnetic fabric analysis // Journal of Sedimentary Research. 2013. V. 83. P. 170–182.

[3] *Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.

[4] *Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А.* Петро- и палеомагнитные исследования верхнеплейстоценового разреза Десятниково в Забайкалье // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Вып. 17. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. С. 103–104.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 139–141

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОМ РАЗРЕЗЕ БОЛЬШОЙ КУНАЛЕЙ ПО ПЕТРОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

А.Ю. Казанский[1, 2], Г.Г. Матасова[2], А.А. Щетников[3], И.А. Филинов[3], В.Ю. Брагин[2]

[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

Петромагнитные свидетельства существования катастрофических паводков в Байкальском регионе получены нами на основании изучения ряда разрезов **[1, 2]**. Площадная каппаметрия, выполненная в рамках исследований по проекту РФФИ 18-05-00215, позволила установить, что максимальная концентрация ферримагнитных минералов, свидетельствующих о развитии катастрофических паводков, наблюдается на большей части Тарбагатайского района Бурятии, на междуречьях и в днищах долин рек Тарбагатайка, Куйтунка и Аргунь до их слияния. В верховьях рек Куйтунка и Куналейка концентрация ферримагнитных минералов уменьшается, поэтому целью данной работы являлась диагностика катастрофических паводков на основе изучения магнитных свойств четвертичных отложений, слагающих удаленные друг от друга разрезы.

В качестве объекта исследований был выбран разрез Большой Куналей (51.44151° N, 107.56945° E), расположенный в днище суходольной пади Васькина, на юго-западном склоне долины р. Куналейка. В приустьевую часть пади врезан глубокий (до 19 м), активно формирующийся овраг, вскрывающий 13-метровую толщу супесей, подстилаемых гравелистыми песками с включением гальки и щебня, переходящими на глубине 17 м (в тальвеге оврага) в плохо сортированные галечно-дресвяно-щебнистые осадки видимой мощностью до 2 м. Нами была вскрыта и опробована толща осадков на глубину до 15.5 м.

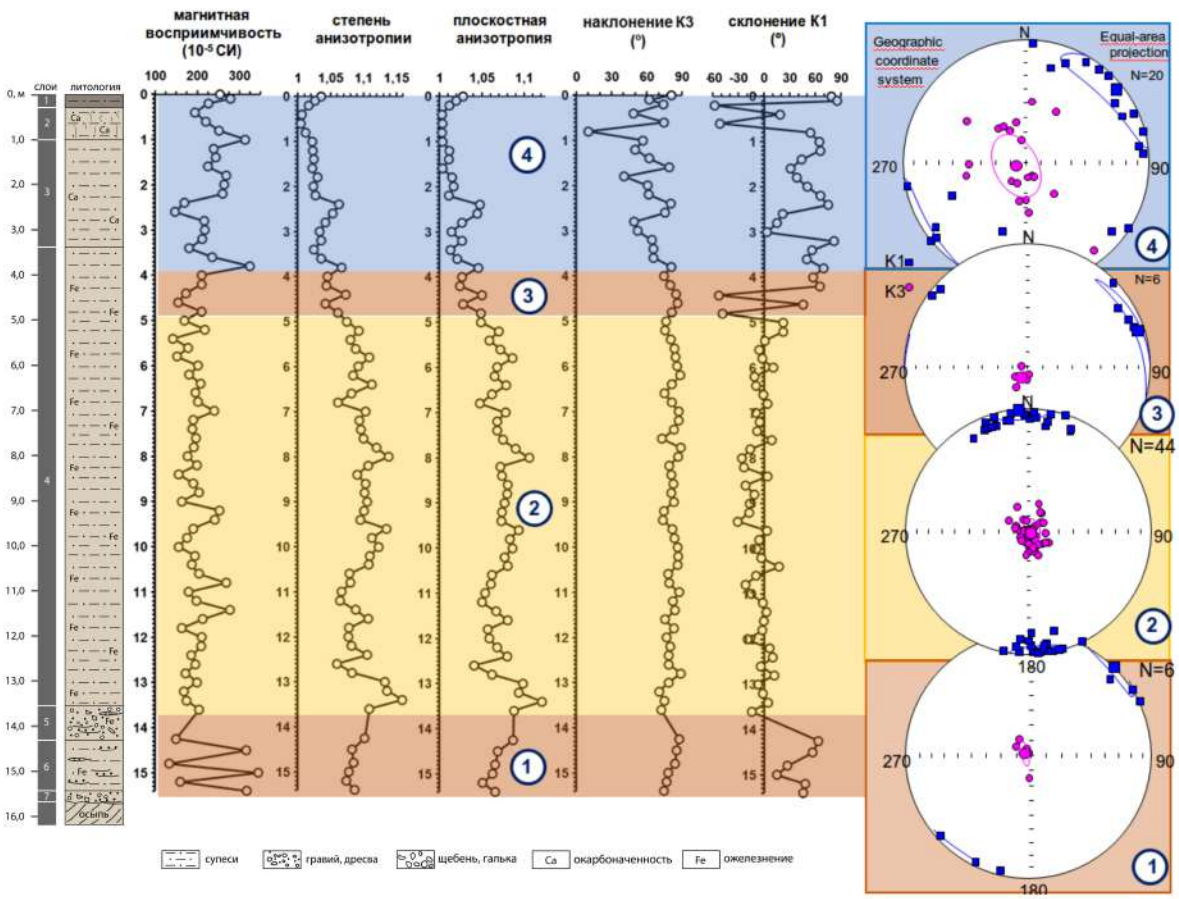
Отбор ориентированных образцов выполнен по разрезу через каждые 20 см. Осуществлялся он в стандартные пластиковые контейнеры с внутренним объемом 7 см^3. Всего коллекция составила 76 образцов.

Все магнитные измерения были выполнены в Палеомагнитном центре ИНГГ СО РАН – измерение магнитной восприимчивости и ее анизотропии производилось на каппа-мосте MFK-1a (AGICO, Чехия), состав ферримагнитных минералов определялся на том же приборе с термоприставкой CS-3, величина и направление естественной остаточной намагниченности и ступенчатое размагничивание переменным магнитным полем – на криогенном магнитометре 2G Enterprises со встроенной размагничивающей системой.

Значения объемной магнитной восприимчивости в целом по разрезу Большой Куналей в 1.25, а максимальные – в 1.6 раза ниже, чем в разрезе Десятниково, расположенном в 8 км к юго-западу (где в процессе осадконакопления было установлено влияние суперпаводков) **[2]**. Характер изменения магнитной восприимчивости и параметров ее анизотропии по разрезу представлен на рисунке. По значениям магнитной восприимчивости и характеру магнитной текстуры разрез Большой Куналей можно подразделить на четыре интервала.

В интервале 1, представленном песчано-гравийными отложениями, наблюдаются наибольшие колебания величины магнитной восприимчивости, пониженные значения степени анизотропии и плоскостной анизотропии. Такая магнитная текстура отвечает так называемой «выравненной потоком текстуре» **[3]**, которая характерна для ламинарных потоков с интенсивным течением и ориентировкой максимальных осей перпендикулярно направлению потока. Для этого интервала это направление в данном случае составляет 313°, что совпадает с направлением современной долины р. Куналейка. По-видимому, слой 1 сложен аллювиальными накоплениями.

Интервал 2, наиболее мощный во всем разрезе, характеризуется самыми высокими значениями всех видов анизотропии, которые постепенно уменьшаются по разрезу. Изменения



Литолого-стратиграфическая колонка, магнитные характеристики и стереограммы распределения направления главных осей анизотропии магнитной восприимчивости разреза Большой Куналей. Цифрами обозначены интервалы различных типов осадконакопления.

направлений К1 и К2 самые незначительные во всем разрезе. Магнитная текстура в интервале 2 характерна для осадочных пород с выраженным направлением транспорта материала **[4]**. Это направление здесь составляет 355°, что совпадает с ориентировкой суходола, в пределах которого располагается разрез. Генезис данных отложений пока неясен, необходимы гранулометрические исследования.

Магнитная текстура и параметры анизотропии интервала 3 аналогичны таковым интервала 1. Кроме того, здесь присутствуют направления К1, различающиеся по склонению на 180° (рисунок), что является дополнительным аргументом в пользу «выравненной потоком текстуры» для данного интервала. Это также аллювиальные отложения, направление палеотранспорта в которых составляет 342°.

Интервал 4 наиболее сложен. Здесь наблюдаются резкие изменения величины магнитной восприимчивости, сходные по амплитуде со слоем 1, самые низкие значения всех параметров анизотропии, что свидетельствует о перемешивании осадочного материала. Магнитная текстура осадков слоя 4 отвечает турбулентным потокам **[4]**. Несмотря на разброс в ориентировке главных осей, направление течения в слое 4 определяется как 321°.

Палеомагнитные исследования показали, что весь разрез имеет устойчивую прямую полярность, при этом интервал 4 имеет бóльший разброс направлений и более крутые наклонения по сравнению с остальными интервалами, а распределение значений в нем асимметричное. Кроме того, интервал 4 отличается от остальной части и по составу магнитной фракции. Если во всем разрезе преобладающий магнетит сосуществует с гематитом, то в интервале 4 гематит практически отсутствует.

Сходство магнитных характеристик интервала 4 с таковыми разреза Десятниково позволяет предположить, что они были сформированы в результате воздействия катастрофических паводков. Остальная часть разреза формировалась в спокойной седиментационной обстановке.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00215 «История формирования четвертичных отложений Западного Забайкалья по магнитным и гранулометрическим данным как отражение изменений окружающей среды и климата»).

[1] *Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А.* Петро- и палеомагнитные исследования верхнеплейстоценового разреза Десятниково в Забайкалье // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 17. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. С. 103–104.

[2] *Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А.* Петро- и палеомагнитные исследования верхнеплейстоценового разреза Десятниково в Забайкалье // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 17. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. С. 103–104.

[3] *Dall'Olio E., Felletti F., Muttoni G.* Constraints on mechanisms of deep-water mudstone deposition in the Marnoso Arenacea Formation (Miocene, Italy) through magnetic fabric analysis // Journal of Sedimentary Research. 2013. V. 83. P. 170–182.

[4] *Evans M.E., Heller F.* Environmental Magnetism. New York: Academic Press, 2003. 299 p.

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

2020. Выпуск 18. С. 142–144

ЦЕПОЧКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ В ПЛОЩАДКАХ ШИРОТНОЙ И ДОЛГОТНОЙ ОРИЕНТИРОВКИ

А.А. Какоурова, А.В. Ключевский

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, anna2015@crust.irk.ru

Явление «миграции» очагов землетрясений (как цепочек эпицентров последовательных во времени толчков), ставшее известным после выхода в свет монографии Ч.Ф. Рихтера **[1]**, вызывает значительный научный интерес, который обусловлен возможностью применения при прогнозе сильных землетрясений, а также изучении современной геодинамики и деструкции литосферы Земли. Это свойство сейсмичности выявлено во многих сейсмоактивных регионах и объясняется обычно прохождением в литосфере фронтов и пакетов медленных деформационных волн **[2–5]**. Землетрясения происходят в квазилинейных разломных зонах, и квазилинейные «перемещения» эпицентров связывают с поступательной, направленной преимущественно в одну сторону вдоль зоны разлома реализацией последовательных толчков. При использовании для исследования «миграций» неформализованных или полуформализованных методик обычно обрабатывались немногочисленные сильные и умеренные землетрясения, а выделенные цепочки толчков считались цепочками сейсмических миграций без учета возможности случайного формирования цепочек. Формализованная методика определения и выделения цепочек землетрясений **[6]** позволила снять эти ограничения и выделить в литосфере Байкальского региона, его районов и участков большое количество цепочек землетрясений, составить цифровую базу данных **[7]** и провести статистический анализ пространственно-временного, энергетического и азимутального распределения цепочек **[8]**. Результаты анализа и применение имитационного моделирования показали, что часть цепочек являются сейсмическими миграциями, имеющими геофизическую природу, а часть формируется при случайном пространственно-временном распространении толчков **[9]**. Применение индекса сейсмомиграционной активности (*ИСМА*) позволило выявить в литосфере Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) области присутствия сейсмических миграций, наиболее значимые из которых приурочены к структурам-аттракторам рифтогенеза (САР).

В данной работе определены и выделены цепочки землетрясений в массиве из 52700 сейсмических событий представительного энергетического класса $K_P \geq 8$, зарегистрированных на территории Байкальского региона (φ=48–60° с.ш., λ=96–122° в.д.) в 1964–2013 гг. **[10]**. Территория региона была разбита на площадки по двум схемам. Первая схема организована в виде сетки «продольных» площадок размерами 100 км вдоль широты и 60 км по долготе (площадки широтной ориентировки). Во второй схеме используются «поперечные» площадки размерами 60 км вдоль широты, 100 км вдоль долготы (площадки долготной ориентировки). Размеры площадок выбраны сопоставимыми с длиной разломов и шириной зон разломов БРЗ, а схемы ориентировки площадок выбраны с целью статистического исследования наличия сейсмоактивных разломов, направленных вдоль и поперек рифтовой зоны. В каждой площадке определены и выделены цепочки землетрясений в секторе допустимой нелинейности q=10° и рассчитан индекс $ИСМА=M/(\overline{M}+i\sigma)$, где M – количество цепочек в площадке, $\overline{M}$ – среднее число цепочек в модельной площадке размером 100×60 км, выделенных при таких же исходных условиях, как в реальной площадке, σ – стандартное отклонение в модельной генерации, i=1, 2, 3 – уровень значимости выделения сейсмических миграций. Среднее число цепочек имитационных событий $\overline{M}$ и стандартное отклонение σ вычислялись по данным многократной генерации искусственных выборок из N событий, распределенных по нормальному закону поперек площадки и случайно с постоянной плотностью вероятности вдоль нее.

На карте-схеме изолиний плотности цепочек землетрясений в продольных площадках видно, что в пределах БРЗ формируется единая зона $M \geq 5$ и имеются крупные зоны $M \geq 20$ и $M \geq 50$. Максимум плотности $M \geq 100$ выделяется на юго-западе БРЗ в зоне афтершоков Бусийнгольского землетрясения 1991 г. На карте-схеме плотности цепочек землетрясений в попереч-

ных площадках зона $M \geq 5$ в пределах БРЗ разделяется на три подзоны на долготе 102–103° и ~120°. Области $M \geq 20$ и $M \geq 50$ обычно наблюдаются в тех же местах, что и на карте продольных площадок. Однако в Тункинской котловине и на Среднем Байкале максимумы $M \geq 20$ отсутствуют, а максимум плотности $M \geq 100$ появляется в зоне афтершоков Кичерского землетрясения 1999 г. Графики годовых чисел цепочек землетрясений, выделенных в продольных и поперечных площадках, в целом близко соответствуют, максимумы в обеих схемах наблюдаются в 1992 и 1999 гг. В распределении азимутов цепочек в продольных площадках имеются главные максимумы α=80–90° (M=418) и α=260–270° (M=506), а также менее значительные максимумы второго порядка α=0–10° (M=224) и α=170–180° (M=158). В остальных азимутах количество цепочек варьируется в основном в диапазоне M=100–200. Восточную компоненту азимута имеют M=3067 цепочек, западную – M=2790, северную – M=2863, а южная компонента определена у M=2994 цепочек землетрясений. В азимутальном распределении цепочек в поперечных площадках главные максимумы наблюдаются в азимутах α=0–10° (M=358) и α=260–270° (M=330), а максимумы α=80–90° (M=272) и α=170–180° (M=294) являются максимумами второго порядка. Западную компоненту имеют M=2668, а восточную – M=3066, северную – M=2809 и южную – M=2925 цепочек сейсмических событий. Установленные распределения цепочек формируются эпицентральным полем толчков и обусловлены ориентировкой площадок и, очевидно, наличием сейсмоактивных разломов, простирающихся как вдоль, так и поперек БРЗ. Часть поперечных разломов может быть не проявлена на поверхности (скрытые разломы, отслеживающиеся геофизическими методами **[11]**).

На карте изолиний параметра *ИСМА*, рассчитанного при уровне значимости в одно стандартное отклонение σ в продольных площадках, выделяются области *ИСМА*≥1 в окрестностях трех структур-аттракторов рифтогенеза, на аналогичной карте для поперечных площадок сохраняется только область *ИСМА*≥1 восточнее Муйской САР, но появляется область *ИСМА*≥1 в районе р. Олёкма. При уровне значимости 2σ в продольных площадках сохраняется небольшая область *ИСМА*≥1 восточнее Хубсугульской САР, в то время как к востоку от Муйской САР, в области концентрации небольших разломов в основном субширотной направленности, сохраняется при уровне 2σ в продольных и поперечных площадках. Для этой контрастной области параметра *ИСМА*≥1 выполнено детальное исследование распределения цепочек землетрясений в площадках обеих схем с учетом значения *ИСМА*≥1 на уровне одного σ. В первой схеме область состоит из трех площадок, во второй схеме область представлена четырьмя площадками. На суммарном графике годовых чисел цепочек продольных площадок области *ИСМА*≥1 отмечены вариации годовых чисел цепочек, а максимумы, состоящие из M=7–9 цепочек, наблюдаются в 1975, 1980 и 2009 гг. Годовые числа цепочек на суммарном графике для поперечных площадок области *ИСМА*≥1 также варьируются, имея максимумы из M=13 цепочек в 1974 и 1981 гг. В продольных площадках максимумы распределения цепочек имеют азимуты α=100–110° и α=270–280°. В двух ближайших к Муйской САР площадках западную компоненту имеет больше цепочек, чем восточную, а в самой отдаленной площадке большая часть цепочек имеет восточную компоненту. Согласно суммарной роза-диаграмме азимутов цепочек, западную компоненту имеет M=63 цепочки землетрясений, а восточную – M=58 цепочек и преобладают широтные направления. Максимум распределения азимутов цепочек в поперечных площадках наблюдается в западном направлении α=260–270°, но в каждой из площадок имеются «свои» максимумы азимутального распределения. В трех близких к САР площадках западную и восточную компоненты имеет почти одинаковое количество цепочек с незначительным преобладанием чисел цепочек с восточной компонентой. В самой удаленной от САР площадке на запад направлено немного больше цепочек, чем на восток. Всего западную компоненту имеют M=84 цепочки, а восточную – M=78 цепочек землетрясений. В поперечных площадках повышена доля азимутов цепочек, ориентированных по долготе.

Полученные статистические результаты позволяют сделать вывод о присутствии в литосфере БРЗ сейсмоактивных разломов, простирающихся поперек БРЗ, часть из которых может являться скрытыми. Расположение области *ИСМА*≥1 восточнее Муйской САР позволяет полагать, что развитие рифтовой зоны в этом районе происходит преимущественно на восток.

Исследование выполнено при частичной поддержке РФФИ (проект № 14-05-00308_а), РФФИ и МОКНСМ в рамках научного проекта № 20-55-44011.

[1] *Richter Ch.F.* Elementary seismology. San Francisco: Freeman, 1958. 768 p.

[2] *Викулин А.В.* Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2003. 150 с.

[3] *Касахара К.* Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
[4] *Уломов В.И.* Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. № 4. С. 43–53.
[5] *Шерман С.И.* Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности в сейсмических зонах континентальной литосферы // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. № 2. С. 83–117.
[6] *Ключевский А.В., Какоурова А.А., Ключевская А.А., Демьянович В.М., Черных Е.Н.* Патент на изобретение № 2659334 – Способ определения цепочек землетрясений в эпицентральном поле сейсмичности. – Зарегистрировано в Государственном реестре изобретений Российской Федерации 29 июля 2018 г. – Бюллетень № 19.
[7] *Какоурова А.А., Ключевский А.В.* База данных цепочек землетрясений Байкальской рифтовой зоны «BRZ_Earthquakes_Chains». Номер регистрации (свидетельства): 2018621789. Дата регистрации: 14.11.2018.
[8] *Ключевский А.В., Какоурова А.А.* Исследование мигрирующей сейсмичности в литосфере Байкальской рифтовой зоны // ДАН. 2019. Т. 488. № 3. С. 83–88. doi:10.1134/S1028334X19090265.
[9] *Какоурова А.А., Ключевский А.В.* Мигрирующая сейсмичность в литосфере Байкальской рифтовой зоны: пространственно-временное и энергетическое распределение цепочек землетрясений // Геология и геофизика. 2020. doi:10.15372/GiG2019164.
[10] *Байкальский филиал* Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук». http://www.seis-bykl.ru.
[11] *Мишарина Л.А., Солоненко Н.В., Хренов П.М.* О приуроченности землетрясений Байкальской рифтовой зоны к системе разломов фундамента // Геология и геофизика. 1973. № 2. С. 103–106.

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

2020. Выпуск 18. С. 145–146

ЭКЛОГИТЫ И КЛИНОПИРОКСЕНИТЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК – ВОЗМОЖНАЯ РОЛЬ СУБДУКЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Т.В. Калашникова, Л.В. Соловьева, С.И. Костровицкий

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

В строении литосферной мантии древних кратонов выделяется группа пород основного состава, представленная большей частью пироксенитами и эклогитами. Вопросы их сходства и различия, происхождения и взаимосвязи с ультраосновными породами литосферной мантии (перидотитами) остаются дискуссионными. Указанные породы характеризуются сходным двуминеральным составом (гранат и клинопироксен), однако отличаются по составу минералов **[1]**. Существует несколько классификаций эклогитов, основанных на различных признаках: структурно-текстурных **[2, 3]**, химическом составе граната **[4]**, клинопироксена **[5]**, а также валовом составе пород **[6** и др.**]**; при этом приведенные классификации могут не совпадать между собой. Существуют две основные точки зрения на происхождение пород основного состава литосферной мантии: участие субдуцированного вещества древней океанической литосферы и кумулатное происхождение при частичном плавлении при высоких *P-T* параметрах **[1, 7, 8]**. Предполагается, что «классические» кратонные эклогиты представляют собой древнюю океаническую кору, в дальнейшем претерпевшую субдуцирование и возможные дальнейшие метасоматические процессы. Данные породы характеризуются значительными вариациями состава минералов, относительно высоким содержанием Al_2O_3 (14–20 мас. %) и низким содержанием MgO (10–15 мас. %), деплетированием элементов группы LREE и Eu-аномалией (что свидетельствует о присутствии плагиоклаза в протолите) **[1]**. Кроме того, в эклогитах наблюдается большой диапазон изотопного состава кислорода в гранате $\delta^{18}O$ 4.51–8.69, который в целом значительно выше мантийных значений (5.3±0.3) **[9]**. Гранатовые пироксениты близки к эклогитам по минеральному составу, однако характеризуются более магнезиальным гранатом – пиропом и в целом более магнезиальным валовым составом (MgO – 15–20 мас. %). Изотопный состав граната из клинопироксенитов близок к мантийным – $\delta^{18}O$ 5.2–5.8. Предполагается, что данные породы являются следствием полибарических процессов частичного плавления вещества литосферной мантии при высоких температурах и давлениях **[1]**.

Нами проведены детальные исследования петрографических и геохимических характеристик, изотопного состава мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Обнаженной (Куойкское поле, северо-восток Сибирского кратона). Изучаемая трубка имеет верхнеюрский возраст 170–156 млн лет **[10]**. Эклогиты и клинопироксениты из кимберлитовой трубки Обнаженной характеризуются двуминеральным составом и средне- и крупнозернистой порфиробластической структурой. Гранаты слагают округлые порфиробласты размером до 7–10 мм. Клинопироксен темно-зеленого цвета образует ксеноморфные выделения. Для данной группы пород характерно присутствие реликтовых мегакристаллов (1–6 см) клинопироксена с пластинчатыми структурами распада граната в средне- и мелкозернистой матрице из граната и клинопироксена. Гранаты из эклогитов отличаются от гранатов из клинопироксенитов более высоким содержанием CaO и FeO ($Prp_{55-40}Alm_{14-28}Grs_{26-30}$ – эклогиты, $Prp_{60-65}Alm_{20-27}Grs_{8-15}$ – пироксениты). Клинопироксены из эклогитов отличаются пониженной магнезиальностью (91–84), а также пониженным содержанием CaO (16–18 мас. %). Высокое содержание жадеитовой компоненты в клинопироксене ($NaAl[Si_2O_6]$ – 25–32 %) позволило отнести данную группу пород к эклогитам. Также проводились определения изотопного состава кислорода $\delta^{18}O$ отдельных минералов (гранат – Grt, клинопироксен – Cpx). Исследования были выполнены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) на масс-спектрометре Finnigan MAT 252 (аналитик Т.А. Веливецкая). Значение $\delta^{18}O$ для данной группы пород изменяется в Cpx от 5.7 до 6.4 и в Grt от 5.7 до 6.3, что несколько выше мантийных значений **[9]**. Однако следует отметить, что большая часть результатов анализов концентрируется в интервале 5.7–5.8 (Grt) и 5.7–5.9 (Cpx), а значе-

ния для различных петрографических групп перекрываются. Только три образца из девяти проанализированных демонстрировали высокие значения $\delta^{18}O$ в минералах (больше 6.0). Наши результаты согласуются с происхождением эклогитов из субдуцированной океанической коры и наличием субдукционной компоненты в процессе формирования литосферной мантии северо-востока Сибирского кратона (как было предложено **[11, 12]**). Однако наличие гранатовых клинопироксенитов с узкими вариациями состава минералов и относительно низкими $\delta^{18}O$ позволяет предположить широкое развитие процессов плавления в литосферной мантии и образование мегакристаллических пироксеновых кумулатов.

Исследование выполнено при поддержке РНФ (проект № 20-77-00074).

[1] *Gonzaga R.G., Lowry D., Jacob D.E, LeRoex A., Schulze D., Menzies M.A.* Eclogites and garnet pyroxenites: Similarities and differences // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2020. V. 190. P. 235–247.

[2] *Mercier J.-C.C., Nicolas A.* Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts // Journal of Petrology. 1975. V. 16. P. 454–487.

[3] *MacGregor I.D., Carter J.L.* The chemistry of clinopyroxenes and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor mine, South Africa // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1970. V. 3. P. 391–397.

[4] *Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B., Brannock W.W.* Eclogites and eclogites: their differences and similarities // Geological Society of America Bulletin. 1965. V. 76. P. 483–508.

[5] *Taylor L.A., Neal C.R.* Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, part I: mineralogy, petrography, and whole-rock chemistry // Journal of Geology. 1989. V. 97. P. 551–567.

[6] *Aulbach S., Jacob D.E.* Major- and trace-elements in cratonic mantle eclogites and pyroxenites reveal heterogeneous sources and metamorphic processing of low-pressure protoliths // Lithos. 2016. V. 262. P. 586–605.

[7] *Condie K.C.* Chemical composition of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chemical Geology. 1993. V. 104. P. 1–37.

[8] *Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Mattey D., Kudrjavtseva G.* Diamondiferous eclogites from Siberia: remnants of Archean oceanic crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1994. V. 58. P. 5191–5207.

[9] *Mattey D., Lowry D., Macpherson C.* Oxygen isotope composition of mantle peridotite // Earth and Planetary Science Letters. 1994. V. 128. P. 231–241.

[10] *Sun Jing, Liu Chuan-Zhou, Tappe S., Kostrovitsky S., Wu, Fu-Yuan, Yakovlev D.* Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // Earth and Planetary Science Letters. 2014. V. 404. P. 283–295.

[11] *Taylor L.A., Snyder G.A., Keller R. et al.* Petrogenesis of group A eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2003. V. 145. P. 424–443.

[12] *Taylor L.A., Spetsius Z.V., Wiesli R. et al.* Diamondiferous peridotites from oceanic protoliths: Crustal signatures from Yakutian kimberlites // Russian Geology and Geophysics. 2005. V. 46. P. 1176–1184.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 147–148

СОСТАВ, ВОЗРАСТ И МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ МИНГЛИНГ-ДАЕК АГОЙСКОГО БЛОКА (КААХЕМСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ АРЕАЛ, ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

И.В. Кармышева[1, 2], А.М. Сугоракова[3], С.Н. Руднев[1], Д.В. Семенова[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, iri@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
[3] Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, samina51@inbox.ru

Вопрос смешения контрастных по составу расплавов неоднократно рассматривался в открытой печати (см. обзор в **[1–4 и др.]**) и является одним из аспектов проблемы коровомантийного взаимодействия и эволюции базитовых и кислых магм на различных уровнях земной коры. Проявления минглинг-структур наиболее характерны для регионов с многократными этапами проявления габбро-гранитного магматизма. Одним из таких регионов является Каахемский магматический ареал, расположенный в юго-западном обрамлении Сибирского кратона. В его эволюции выделяется несколько пиков магматической активности, особенно ярко выраженных в период раннего палеозоя **[5, 6]**.

В данной работе один из возможных механизмов смешения и одновременного сосуществования контрастных по составу расплавов рассматривается на примере минглинг-даек участка Балыктыг-Хем – Янзели, расположенного в восточной части Каахемского магматического ареала. Комбинированные дайки на протяжении нескольких километров секут метаморфические породы Агойской глыбы (фрагмент Тувино-Монгольского массива). Возраст гнейсо-мигматитов Агойской глыбы по данным U-Pb изотопных исследований составляет 504±4 млн лет (цирконы, SHRIMP-II, ВСЕГЕИ) **[6]**. В роях дайки расположены часто, на расстоянии до 1–2 м или больше. Дайки имеют разные простирания, падения, мощности от 0.5 до 1.5–2.0 м, подвержены тектоническим смещениям, срывам. В районе устья р. Балыктыг-Хем на островах присутствуют шесть даек, стоящих плотно друг к другу. Это вертикальные дайки мощностью 1.0–1.5 м.

Контакты минглинг-даек с вмещающими породами – резкие и секущие. В строении даек преобладают породы основного состава с незначительным (до 30–40 %) содержанием пород кислого состава. Салическая часть даек представлена нормально-щелочными двуполевошпатовыми гранитами (Qtz – 35 %, Pl – 35 %, Kfs – 30 %, Bt±Hbl – 1%), мафическая – умеренно-щелочными роговообманковыми диоритами (Pl – 50 %, Hbl+Bt – 45 %, Qtz – 5 %), из акцессорных минералов очень распространен сфен, образующий достаточно крупные бесформенные агрегаты и апатит. Структура диоритов характеризуется гломероскоплениями амфибола и биотита.

Краевые части даек сложены гранитами, центральная часть – базитами. Во внутренней части даек наблюдаются крупные (до 2 м) и более мелкие (до нескольких см) округлые тела базитов, сцементированные кислым материалом. Участки даек, сложенные преимущественно диоритами, пронизаны сетью гранитных жил мощностью до 5 см. Внутри этих жил в обнажениях и в шлифах отмечаются мелкие округлые диоритовые нодули. Контакты между мафической и салической частью даек линейные, фестончатые, лопастевидные.

В шлифах в гранитных жилах, помимо диоритовых нодулей, наблюдаются захваченные из базитов ксенокристы роговой обманки. На границе пород со стороны гранитов отсутствуют зоны закалки, со стороны диоритов наблюдается формирование узких переходных зон, которые четко отличаются по составу и зернистости от гранитов, но имеют плавные и постепенные переходы с диоритами. В переходных зонах отмечается уменьшение зернистости агрегатов роговой обманки и биотита, пойкилитовая структура плагиоклазов с мелкими включениями призматических кристаллов амфибола, повышенное содержание сфена. В небольших нодулях базитов, расположенных внутри гранитных жил, наблюдается ассимиляция диоритов гранитным материалом: мелкие и нераскристаллизованные агрегаты амфибола, содержание которых в нодулях уменьшается от центра к краям, перекристаллизация краевых частей плагиоклаза.

Структурно-текстурные взаимоотношения мафических и салических пород даек свидетельствуют об одновременном внедрении механической смеси гранитов и диоритов **[3]**. Смешение расплавов происходило, вероятнее всего, после внедрения базитов в кислые расплавы. На это указывает сферическая форма тел диоритов, гломеропорфировая структура и уменьшение размера зерен в приконтактовых частях, происходившее за счет быстрой кристаллизации диоритов на контакте с более холодным гранитным расплавом. Свидетельством одновременного сосуществования в камере базитового и кислого расплавов до момента их внедрения и консолидации является наличие переходных зон в диоритах и частичная ассимиляция мелких капель базитового расплава в гранитном материале.

Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов (LA-ICP-MS, ИГМ СО РАН) из гранитов комбинированных даек указывают на конкордантное значение возраста 477±3 млн лет.

Выделенный в Каахемском ареале на период 512–474 млн лет аккреционно-коллизионный этап характеризуется тремя уровнями проявления габброидного и шестью этапами гранитоидного магматизма **[7]**. В пределах этого ареала наиболее близкое значение времени становления минглинг-даек участка Балыктыг-Хем – Янзели имеют породы Мажалыкского перидотит-пироксенит-габбро-норитового массива (478±2 млн лет), Байсютского тоналит-плагиогранитного массива (474±4 млн лет) и вмещающие его диорит-тоналит-плагиограниты (479±2 млн лет) **[8]**, расположенные среди раннекембрийских островодужных комплексов в западной части Каахемского ареала на значительном расстоянии от описанных в данной работе комбинированных даек, расположенных в области развития пород Тувино-Монгольского массива. Таким образом, указанные выше возрастные даты могут являться единым эпизодом магматических событий, проявленных в разных частях Каахемского ареала в диапазоне возрастов 470–480 млн лет. Смешение контрастных по составу магм в единой камере и их последующее внедрение, сформировавшие минглинг-дайки, представляют собой завершающий эпизод проявления габбро-гранитного магматизма на аккреционно-коллизионной стадии эволюции региона.

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН, при поддержке РФФИ (проекты № 18-05-00851, 18-05-00105).

[1] *Wiebe R.A.* Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike // American Journal of Science. 1973. V. 273. P. 130–151.

[2] *Didier J., Barbarin B.* Enclaves and Granite Petrology // Developments in Petrology. 1991. V. 13. P. 545–549.

[3] *Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А.* Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 133–157.

[4] *Скляров Е.В., Федоровский В.С.* Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. № 2. С. 47–64.

[5] *Руднев С.Н.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.

[6] *Сугоракова А.М., Хертек А.К.* Новые данные к вопросу о возрасте Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 50–60.

[7] *Сугоракова А.М.* Роль габброидного магматизма в формировании Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы IX Всероссийской петрографической конференции с международным участием. Томск, 2017. С. 395–398.

[8] *Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю.* Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1572–1600.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 149–151

БЛАСТОМИЛОНИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ЭВОЛЮЦИИ НЕОПРОТЕРОЗОЯ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ГЕОЛОГИЯ, МЕТАМОРФИЗМ И ВОЗРАСТ (СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

П.С. Козлов[1], И.И. Лиханов[2], А.Д. Ножкин[2]

[1] Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, kozlov@igg.uran.ru
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, likh@igm.nsc.ru

В докладе рассмотрены поздненеопротерозойские окраинно-континентальные комплексы тектонитов, маркирующие зону сочленения палеоконтинентального (гаревский метакомплекс, PP–NP) и палеоокеанического (исаковский офиолитовый пояс, NP) секторов на западе Северо-Енисейского кряжа.

В докембрийской эволюции этого региона выделяется пять тектонических этапов (млрд лет): (1) рифтогенно-депрессионный (1.8–1.4), (2) рифтогенный (1.4–1.1), (3) орогенный (1.10–0.85–0.80), (4) аккреционно-коллизионный (запад) и рифтогенный (восток) (0.79–0.60), (5) платформенный (0.6–0.5) **[1, 2]**. Бластомилонитовые комплексы формировались в орогенный и аккреционно-коллизионный этапы в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ) **[3]** и контролировались геодинамическими обстановками сжатия, поддвига-сдвига и коллизией палеоокеанической коры с палеоконтинентальной **[4]**.

ПРСЗ – полихронная линеаментная структура протяженностью около 700 км и шириной от первых км до 40 км на западе Енисейского кряжа. В ее пределах метапелиты и метабазиты в эдиакарии подверглись интенсивным деформациям с перекристаллизацией гетерогенного субстрата и образованием пара- и ортобластомилонитов. С запада на восток в направлении от палеоокеанических образований выделены две зоны гетерогенных бластомилонитов: (I) высокобарические комплексы шовной (надсубдукционной) зоны и (II) фронтальные надшовные умеренно барические и средне- и низкотемпературные комплексы. Контакт между ними сложный: с погружением поддвиго-сдвиговой шовной зоны на В-СВ под углами от 35 до 70°; местами контакт носит надвиговый характер.

Шовная зона бластомилонитов фрагментарно прослеживается через весь Енисейский кряж. В ее пределах выявлены апометабазитовые бластомилониты, образующие линзовидные и клиновидные тела среди будинированных тел серпентинизированных ультрабазитов **[4]**. По микротекстурным соотношениям между минералами метабазитов выделяется две стадии развития. *P-T* параметры допиковой ассоциации формирования глаукофановых сланцев, вычисленные по составам фаз-включений (глаукофан, альбит, фенгит) и контактирующего с ними граната, оцениваются в 7.5–8.0 кбар / 380–420 °С и 9–10 кбар / 385–430 °С. Кульминационные термодинамические условия в наложенных тектонитах Grt+Hbl+Ep+Cal+Chl+Sph шовной зоны определялись параметрами 10–11 кбар / 550–570 °С и 14–15 кбар / 620–640 °С, что свидетельствует о наложении более высокотемпературных и высокобарических минеральных ассоциаций бластомилонитов (610–600 млн лет) на ранние парагенезисы (640–620 млн лет) в сдвиговых зонах **[5]**.

Пояс фронтальных надшовных бластомилонитов прослеживается от Осиновских порогов на севере до среднего течения р. Кан на юге. Для фронтальных тектонитов (р. Гаревка и р.Тис) характерны кинематические индикаторы сдвига или перемещения в ходе деформационных событий, которые широко проявлены как на мезо- (породном), так и на микроуровне **[3]**. По мере удаления от тектонического контакта фронтальная надшовная зона условно подразделена на три подзоны тектонитов. В их пределах бластомилониты отличаются условиями залегания, структурно-текстурными особенностями, составом протолитов и степенью дислокационного метаморфизма (с запада на восток): внутренняя подзона бластомилонитов, прилегающая к тектоническому шву с падением на В-СВ под углами от 35 до 70° (ширина от 0.5 до 5.0 км); центральная подзона бластомилонитов преимущественно вертикального залегания

(ширина от 1 до 10 км) и внешняя подзона, участками сохраняющая блоки более ранних деформаций (ширина до 7 км). *Бластомилониты внутренней подзоны надшовной зоны* (р. Верхняя Сурниха – устье р. Гаревка) гаревского метакомплекса непосредственно контактируют с палеоокеанической корой с падением полосчатости гнейсов на В-СВ. Минеральные парагенезисы бластомилонитов: по парагнейсам Grt+Pl+Ms+Kfs, Grt+Bt+Ms+Pl, Bt+Ms+Grt+Chl+ +St+Ky+Mnz; бластомилониты по гранитам – Bt+Ms+Kfs. Возраст бластомилонитов по слюдам и монациту варьируется в пределах 600–628 млн лет. *Бластомилониты центральной подзоны надшовной зоны* (Осиновские пороги, р. Гаревка, р. Тис, устье р. Вятки) отличаются полихронностью процессов гранитоидного магматизма, преобладающей правосдвиговой кинематикой разломов, субвертикальным залеганием сланцеватости, согласным с ней выделением «очков» и линз порфирокластов полевых шпатов и поздней синтектонической микроклинизацией. Минеральные парагенезисы бластомилонитов: по парагнейсам – Grt+Bt+Ms+Pl, бластомилониты по гранитам – Grt+Bt+Ms+Kfs, Grt+Bt+Ms+Kfs, Bt+Ms+Kfs. ^{40}Ar–^{39}Ar возраст бластомилонитов по слюдам варьируется в пределах 595–615 млн лет. Локальный динамометаморфизм не превышал уровня эпидот-амфиболитовой фации. *Внешняя подзона надшовной зоны* характеризуется участками с сохранностью деформационных структур D_1 в гаревском комплексе (р. Гаревка) **[3]**. Бластомилониты этой подзоны представлены маломощными зонами сланцеподобных листоватых низкотемпературных Chl-Ser-Bt тектонитов по метапелитам малогаревской толщи (615 млн лет).

Таким образом, шовные (надсубдукционные) и фронтальные (надшовные) бластомилонитовые комплексы региона близки по возрасту (610 и 600–630 млн лет), но различаются геолого-структурным положением в ПРСЗ, гетерогенным составом и возрастом протолитов (базиты **[5]**, парагнейсы **[3, 6],** граниты **[7, 8]**) и *P-T* параметрами метаморфизма тектонитов. На орогенном этапе (850–800 млн лет назад) бластомилониты являются индикаторами геодинамических обстановок сжатия и отвечают условиям кианит-силлиманитового типа коллизионного метаморфизма **[9]**. Для аккреционно-коллизионного этапа (636–584 млн лет) характерен высокобарический метаморфизм бластомилонитов при субдуцировании в обстановках поддвига-сдвига и, частично, обдукции океанической коры на активную континентальную окраину Сибирского кратона **[2]**.

Выявленные различия в *P-T* параметрах метаморфизма между сильно- и слабодеформированными породами и конфигурации *P-T-t-d* трендов проинтерпретированы в рамках геодинамических моделей, контролируемых разными тектоническими механизмами. Так, полихронный динамометаморфизм гнейсов Ангаро-Канского блока на юге и формирование основной массы бластомилонитов северного сегмента ПРСЗ происходили с повышением давления на 1.5–3.0 кбар при незначительном увеличении температуры с низким метаморфическим градиентом dT/dH <10 °С/км в сравнении с фоновыми значениями более раннего регионального метаморфизма, что, вероятно, было обусловлено утолщением земной коры в результате быстрого надвига/субдукции с последующим быстрым подъемом пород. Максимальные превышения термодинамических параметров метаморфизма установлены в апометабазитовых тектонитах шовной зоны с реликтовыми глаукофансланцевыми ассоциациями, которые подверглись метаморфизму с одновременным значительным ростом давления на 3–5 кбар и температуры на 180–240 °С при более высоком градиенте dT/dH=15–20 °С/км. Такие превышения *P-T* параметров могли быть связаны с прогрессивным метаморфизмом, осложненным локальным разогревом пород при вязких деформациях **[10]** и/или превышением ориентированного тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига **[11]**. Полученные данные хорошо согласуются с результатами численных экспериментов, что подтверждает представления о роли тектонического стресса как дополнительного термодинамического фактора метаморфических преобразований в шовных зонах земной коры.

[1] *Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А.* Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 158–181.

[2] *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С.* Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. № 5. С. 32–53.

[3] *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В.* Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 423–440.

[4] *Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д.* Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия // Геотектоника. 2020. Т. 54. № 1. С. 62–78.

[5] *Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M.* Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304–307. P. 468–488.

[6] *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.

[7] *Likhanov I.I., Santosh M.* Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. P. 315–331.

[8] *Likhanov I.I., Santosh M.* A-type granites in the western margin of the Siberian craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research. 2019. V. 328. P. 128–145.

[9] *Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. P–T–t* constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 113. P. 391–410.

[10] *Burg J.-P., Schmalholz S.M.* Viscous heating allows thrusting to overcome crustal scale buckling: numerical investigation with application to the Himalayan syntaxes // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 274. P. 189–203.

[11] *Gerya T.* Tectonic overpressure and underpressure in lithospheric tectonics and metamorphism // Journal of Metamorphic Geology. 2015. V. 33. P. 785–800.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 152–154

АККРЕЦИЯ ГЕРЦИНИД ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ В МАГМАТИЧЕСКОЙ И МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЛЕТОПИСИ

А.М. Козловский[1], Е.Б. Сальникова[2], В.В. Ярмолюк[1]

[1] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, amk@igem.ru
[2] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Время и механизмы закрытия бассейнов Палеоазиатского океана обсуждаются во многих исследованиях. При этом единой модели даже для отдельных террейнов не существует. Это справедливо и для огромной территории герцинид Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), структуры которых протягиваются на n·1000 км из Восточного Казахстана через Джунгарию в Южную Монголию. В их пределах выделяется серия средне- и позднепалеозойских островных дуг с их аккреционными призмами, разделенных сутурами с выходами офиолитов. Время аккреции островных дуг между собой и к Алтайской окраине Сибирского палеоконтинента неоднозначно.

Заалтайская Гоби является ярким представителем островодужных террейнов герцинид, сформированных во внутриокеанических условиях. Заложение островной дуги произошло в начале силура, а основной этап корового роста приходится на девон **[1]**. Вопрос о том, когда и как Заалтайская островная дуга вошла в структуру ЦАСП, преимущественно решается при изучении метаморфических комплексов Монгольского Алтая, к которым эта дуга была аккретирована. При этом метаморфические породы Монгольского Алтая претерпели, по меньшей мере, три этапа метаморфизма: среднедевонский высокотемпературный до гранулитовой фации, позднедевонский высокобарический амфиболитовой фации и раннепермский среднебарический **[2, 3]**. Последние два этапа метаморфизма и интерпретируются как аккреционные, хотя между ними около 90 млн лет, т.е. был ли в течение карбона разделяющий Монгольский Алтай и Заалтайскую Гоби океан – нерешенная проблема. Решение этой проблемы мы предлагаем, с одной стороны, выявлением наиболее древних постаккреционных сшивающих магматических тел, с другой стороны – путем корреляции метаморфических и магматических событий Монгольского Алтая и Заалтайской Гоби.

Возраст постаккреционного сшивающего магматизма. Вблизи выхода из гор Монгольского Алтая р. Бодончин тектонический меланж между метаморфическими комплексами Алтая и неметаморфизованными вулканическими породами Заалтайской Гоби прорывается массивом гиперсольвусных арфведсонитовых гранитов, вытянутым на 10 км вдоль меланжа при ширине 3 км. Породы массива, в том числе вблизи контактов, не затронуты деформациями. U-Pb ID-TIMS геохронологические исследования циркона из этих гранитов показали возраст 358±1 млн лет. На сегодняшний день это самый древний щелочной гранит в регионе. В 160 км западнее в зоне сочленения структур герцинид Восточной Джунгарии и метаморфических комплексов Китайского Алтая массив щелочных гранитов имеет такой же возраст – 358±4 и 354±4 млн лет (U-Pb SIMS) **[4]**. С учетом щелочного состава массивов, который согласуется с их постаккреционной природой, возрастные данные позволяют говорить о кратковременном постаккреционном магматизме в самом начале карбона, сшивающем структуры герцинид ЦАСП и Монгольского и Китайского Алтая.

Корреляция метаморфических и магматических событий Монгольского Алтая и Заалтайской Гоби (рисунок). Раннему среднедевонскому эпизоду метаморфизма пород Алтая в Заалтайской Гоби соответствует основной этап роста ювенильной континентальной коры в островодужных условиях. Очевидно, эти события протекали независимо друг от друга. Во второй половине позднего девона в Монгольском Алтае происходило надвигообразование, складчатость с формированием изоклинальных вертикальных складок и метаморфизм от зеленосланцевой до высокобарической амфиболитовой фации **[2]**. Надежно засвидетельствованных позднедевонских геологических событий в Заалтайской Гоби нет, однако ранее сформирован-

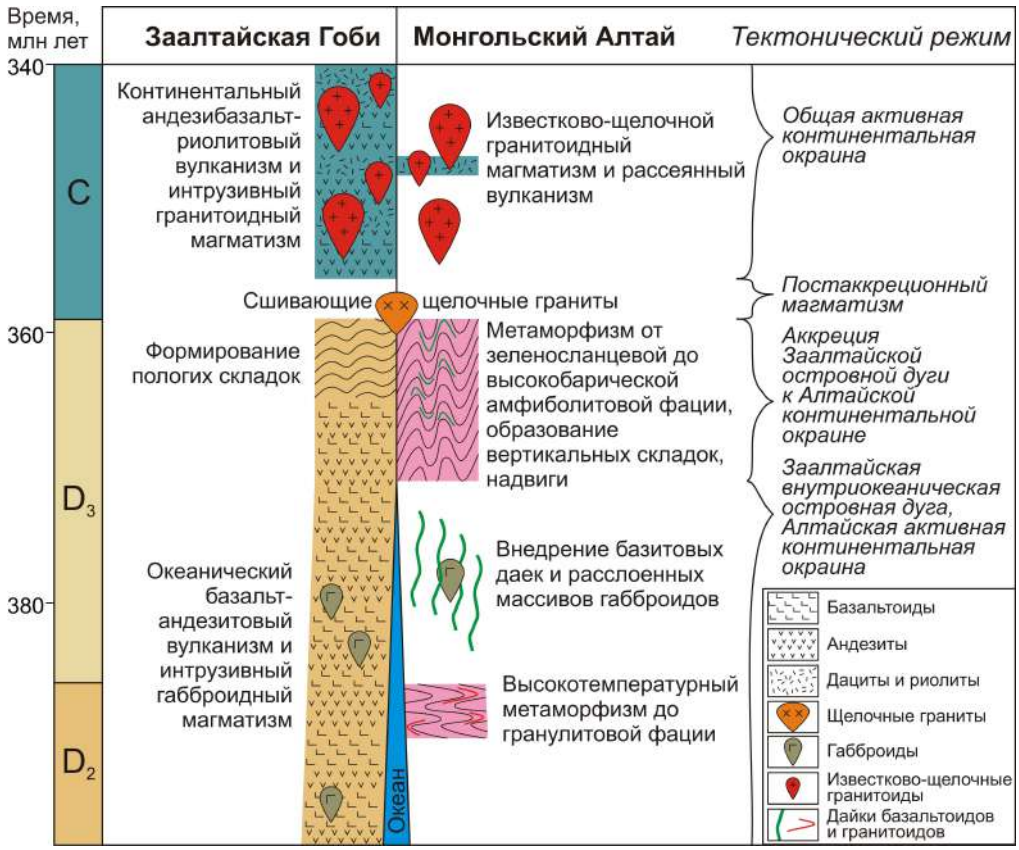


Схема корреляции геологических событий в Заалтайской Гоби и Монгольском Алтае и их тектоническая интерпретация.

ные девонские океанические вулканические породы здесь полого деформированы, зеленокаменно изменены и со структурным несогласием перекрываются карбоновыми континентальными вулканитами с иным характером деформаций и изменений. Это позволяет говорить, что вулканические комплексы Заалтайской Гоби в конце девона вовлекались в деформации, т.е. синхронно с метаморфизмом в Монгольском Алтае. В Монгольском Алтае карбоновых вулканических пород не много, однако здесь проявлен интрузивный гранитоидный магматизм этого возраста. Таким образом, с начала карбона геологическая история Заалтайской Гоби и Монгольского Алтая становится общей. Исходя из этого, масштабный метаморфизм в Монгольском Алтае во второй половине позднего девона и синхронные деформации в Заалтайской Гоби мы связываем с аккрецией Заалтайской островной дуги и Алтайской окраины Сибирского палеоконтинента.

Выводы. До середины позднего девона между Заалтайской островной дугой и Алтайской окраиной Сибирского палеоконтинента существовал океанический бассейн. Аккреция этих структур произошла во второй половине позднего девона. Щелочные граниты самого начала карбона являются сшивающими постаккреционными. Карбоновый магматизм Заалтайской Гоби и Монгольского Алтая является общим и связан с продолжающейся субдукцией под аккретированную к континенту островную дугу.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 19-05-00434, 20-55-44001, 20-05-00437).

[1] *Руженцев С.В., Поспелов И.И.* Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 46–62.

[2] *Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др.* Геодинамические обстановки формирования поли- и монометаморфических комплексов Южно-Алтайского метаморфического пояса, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 223–257.

[3] *Nakano N., Osanai Y., Satish-Kumar M. et al.* Paleozoic subduction-accretion-closure histories in the West Mongolian Segment of the Paleo-Asian Ocean: Evidence from pressure-temperature-time-protolith evolution of high-Mg and -Al gneisses in the Altai Mountains // Journal of Geology. 2014. V. 122. P. 283–308.

[4] *Tong Y., Wang T., Siebel W. et al.* Recognition of Early Carboniferous alkaline granite in the southern Altai orogen: post-orogenic processes constrained by U–Pb zircon ages, Nd isotopes, and geochemical data // International Journal of Earth Sciences. 2012. V. 101. P. 937–950.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 155–156

C-, O-, S- И Sr-ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СРЕДНЕ- И ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ОСОБЕННОСТИ ФАНЕРОЗОЙСКОЙ САМОИЗОЛЯЦИИ

А.А. Колесникова[1], Б.Г. Покровский[1], М.И. Буякайте[1], Н.Б. Кузнецов[1], М.С. Хлебников[1], А.В. Баршин[2]

[1] Москва, Геологический институт РАН, kolata.ginras@gmail.com,
[2] Москва, Российский университет (НИУ) нефти и газа им. И.М. Губкина

Сибирская платформа является крупнейшим в мире вместилищем практически непрерывной последовательности отложений кембрийского периода, среди которых велика роль карбонатных пород. Согласно наиболее распространенной концепции, большая часть платформы в это время находилась ниже уровня моря и условно делилась на три фациально контрастные зоны, сменяющие друг друга в целом с юга-запада на северо-восток в современных координатах следующим образом: внутренний (закрытый) шельф, узкая переходная зона (платформа/риф) и относительно глубоководный внешний шельф.

Как минимум до начала амгинского века более половины современной площади Сибирской платформы – вся центральная, западная, южная и юго-восточная части – занимал обширный солеродный бассейн, располагавшийся в лагунных обстановках закрытого шельфа **[4]**. Ему соответствует сероцветный преимущественно карбонатный тип разреза с включениями эвапоритов вплоть до пластов промышленных мощностей. Отложения, сменяющие их вверх по разрезу и условно датируемые средним – поздним кембрием, резко отличаются по многим параметрам. Для удобства мы будем использовать названия верхоленской и илгинской свит для всех рассматриваемых средне- и верхнекембрийских толщ соответственно, кроме их аналога – эвенкийской свиты, выделяемой на севере Енисейского кряжа и в прилегающих районах. Во-первых, это пестроцветные отложения с высоким содержанием обломочной и глинистой компонент. Во-вторых, несмотря на обилие карбонатного материала, в среднекембрийских частях разрезов практически отсутствуют горизонты известняков или доломитов. В-третьих, рассматриваемые толщи обладают существенной латеральной изменчивостью, благодаря чему у исследователей до сих пор не иссякает поток идей и вариантов разбиения их на свиты и/или серии.

Наиболее яркой геохимической особенностью верхоленской и илгинской свит является аномально «легкий» изотопный состав серы, обративший на себя внимание еще в конце прошлого века **[3, 5]**. Следом были установлены пониженные значения отношения изотопов стронция **[1, 2]**. Анализ полученных результатов позволил сформулировать концепцию Верхоленского изолированного палеобассейна, которая требует дальнейшей детализации и пространственного ограничения.

Для расширения географического охвата и сбора региональной статистики разрез верхоленской свиты был описан и опробован в стратотипической местности – вдоль верхнего течения р. Лены, от п. Качуг до г. Усть-Кут. Для этих же целей в серии береговых обнажений вдоль рек Большая Черная и Подкаменная Тунгуска были описаны и опробованы разные уровни эвенкийской свиты.

Изотопный состав углерода в обоих случаях демонстрирует умеренный разброс значений. Однако если для верхоленской и илгинской свит он укладывается в интервал –0.8…0.3 ‰ (PDB) и незначительно отличается от нуля, то для эвенкийской свиты диапазон значений $\delta^{13}C$ шире – –2.4…1.7 ‰, а суммарная кривая образует хорошо читаемый тренд с образованием положительного плато на протяжении большей части средней подсвиты. Эту аномалию можно сопоставить с положительным изотопным экскурсом SPICE (Steptoean Positive Isotope Carbon Excursion) с возрастной оценкой ~495 млн лет **[8]**, запечатленным в условиях относительно низких скоростей осадконакопления. Близкие значения возраста ранее уже были зафиксированы в верхоленской свите Иркутского амфитеатра **[2]** и юго-востока платформы **[1]**.

Изотопные составы S и Sr были получены только для сводного разреза эвенкийской свиты. Для ее нижней подсвиты характерны сильно пониженные значения $\delta^{34}S$ (9.1…13.7 ‰, TCD), которые уже в средней подсвите возвращаются к нормальному для кембрия уровню – 30±2 ‰ **[6]**. Пониженные же относительно типичных для этого времени стронциевые отношения **[7]** – <0.7090 – обнаруживаются на протяжении обеих упомянутых подсвит. Именно на основании такого набора аномальных изотопных характеристик было предложено выделение обширного изолированного Верхоленского палеобассейна **[1]**.

Таким образом, новые данные в целом не противоречат основному развиваемому положению об изоляции Верхоленского палеобассейна, однако наблюдаемые расхождения изотопных характеристик в пределах разных СФЗ требуют дальнейшего объяснения.

Исследования соответствуют госзаданию ГИН РАН. Полевые работы проведены при поддержке РФФИ (проекты № 19-05-00794 и 19-05-00427).

[1] *Буякайте М.И., Колесникова А.А., Покровский Б.Г., Петров О.Л.* Крупнейший изолированный бассейн палеозоя: C-O-S- и Rb-Sr-изотопная систематика терригенно-сульфатно-карбонатных отложений верхоленской свиты, средний-верхний кембрий Сибирской платформы // XXII Симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (29–31 октября 2019 г., ГЕОХИ РАН): Расширенные тезисы докладов. М.: Акварель, 2019. С. 70–78.

[2] *Виноградов В.И., Беленицкая Г.А., Покровский Б.Г., Буякайте М.И.* Изотопно-геохимические особенности отложении верхоленской свиты среднего-верхнего кембрия // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 1. С. 79–93.

[3] *Виноградов В.И., Пустыльников А.М.* Изотопный состав серы кембрийских эвапоритов Сибирской платформы как показатель активности биосферы и условий осадконакопления // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 5. С. 119–124.

[4] *Мельников Н.В.* Венд-кембрийский солеродный бассейн Сибирской платформы (стратиграфия, история развития). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 148 с.

[5] *Писарчик Я.К., Голубчина М.Н.* Существовал ли региональный перерыв в осадконакоплении в среднем кембрии на Сибирской платформе? // Литология и полезные ископаемые. 1979. № 6. С. 104–118.

[6] *Kampschulte A., Strauss H.* The sulfur isotopic evolution of Phanerozoic seawater based on the analysis of structurally substituted sulfate in carbonates // Chemical Geology. 2004. V. 204. P. 255–286.

[7] *McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A.* Strontium isotope stratigraphy // The Geologic Time Scale. Chapter 7 / Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M Ogg. Boston, USA: Elsevier, 2012. P. 127–144.

[8] *Saltzman M.R., Thomas E.* Carbon isotope stratigraphy. Chapter 11 // The Geologic Time Scale / Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M Ogg. Boston, USA: Elsevier, 2012. P. 207–233.

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

2020. Выпуск 18. С. 157–159

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ ВМЕЩАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБЪЕКТА «САННЫЙ МЫС» (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.Л. Коломиец[1, 2]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kolom@ginst.ru
[2] Улан-Удэ, Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова

Геоархеологический объект Санный Мыс находится на правобережье долины р. Уда в 1.5 км юго-западнее с. Санномысск и располагается на второй надпойменной террасе р. Уда. Тыловой сегмент террасы высотой 9–10 м содержит культурные горизонты каменного и бронзового века. Многослойный комплекс открыт академиком А.П. Окладниковым в 1958 г. **[1]**. Последующие раскопки показали наличие семи культурных горизонтов (из них пять – палеолитических) по всей мощности рыхлых отложений до глубины 5.7 м **[2]**.

Осадки археологического памятника представлены довольно широким гранулометрическим спектром – от алевритово-мелкозернистых (средневзвешенный диаметр частиц x=0.37 мм), средне- и мелкозернистых (x=0.41–0.49) и мелко- и среднезернистых песков (x=0.52–0.59) до алевритисто-средне- и мелкозернистых песков с примесями псефитовых частиц (x=1.31). По фракционному составу, набору статистических и динамических параметров процесса седиментации здесь можно выделить следующие литологические слои.

Слой 1 выполнен алевритово-мелкозернистым песком. Для него характерна умеренная сортировка (коэффициент сортировки Траска S_0=1.42, стандартное отклонение σ=0.91 – показатели средней длины транспортировки частиц перед их отложением) и положительные значения моды (коэффициенты асимметрии – Траска S_k>1 и статистический α>0). Эксцессу свойственны небольшие значения, что указывает на некоторую тектоническую стабильность. Довольно высокий коэффициент вариации (ν=2.43) устанавливает смешанный эолово-делювиальный генетический тип континентальных осадочных образований.

Отложения слоя 2 представлены алевритисто-средне- и мелкозернистым песком с существенным количеством частиц мелкощебеночной и дресвяной размерности. Это наименее сортированные, полимодальные осадки (S_0=1.70; σ=3.16) с незначительной длиной их перемещения, довольно динамичной средой седиментации (α>0), плохой сортировкой крупнозернистой части распределения (S_k=1.26). Меньшие показатели эксцесса определяют возрастание тектонической активности, а по величине коэффициента вариации (ν=2.41) можно судить о склоновом характере процесса осадконакопления, свойственном делювиально-коллювиальному генотипу.

Слой 3 сложен крупно-, мелко- и среднезернистым песком, осадки имеют умеренно-хорошую сортировку (S_0=1.61; σ=0.52). Тектоническая составляющая процесса седиментации становится более стабильной (возрастание числовых показателей эксцесса). Величина коэффициента вариации (ν=1.01) свидетельствует о флювиальных условиях аккумуляции, но отсутствие подтверждающих текстурных признаков позволяет констатировать склоновый характер накопления данного слоя (парагенетическая группа коллювия смывания) с возрастающим количеством в этой процедуре подвижной воды.

Слой 4, относящийся к третьему культурному горизонту, состоит из средне- и мелкозернистого песка (x=0.46–0.49 мм). По статистическим параметрам осадки характеризуются как умеренно сортированные (S_0=1.58; σ=0.68) (недалекий перенос в турбулентной среде без должной динамической обработки). Одновершинная мода (α>0, S_k>1) сдвинута в сторону мелких частиц. Эксцесс положителен, что свидетельствует об относительной стабильности протекания неотектонических явлений на данной территории. Величина коэффициента вариации (ν=1.4–1.5) указывает на возможность образования подобных осадков в подвижной турбулентной среде, характерной, в первую очередь, для речных систем, так как полностью соотносится с полем однонаправленных поступательных стационарных потоков. Слабоподвижное (φ-критерий

устойчивости меньше 100 ед.) русло полугорного типа (число Фруда 0.1<Fr<0.3) этого водотока находилось в естественных, благоприятных условиях состояния ложа со свободным течением воды (коэффициент шероховатости n>35). В фациально-генетическом плане эти отложения следует сопоставить с русловыми нестрежневыми фациями речной макрофации.

Слои 5 (четвертый культурный горизонт) и 7 сформированы крупно-, мелко- и среднезернистыми песками (x=0.56–0.57 мм). Коэффициенты сортировки (S_0=1.63–1.75, σ=0.54–1.02) определяют ее как недостаточно умеренную (короткое перемещение наносов в ярко выраженной динамичной турбулентной среде). С увеличением глубины разреза положительные значения эксцесса возрастают (τ=28.75–60.01), что подтверждает равновесную эволюцию тектонических событий. Величина коэффициента вариации целиком соответствует области постоянных водотоков с сезонным колебанием водности. Процесс седиментации мог осуществляться блуждающим водотоком полугорного грядового (Fr>0.1) типа с натуральным постоянным руслом (площадь водосбора более 100 км^2) в благоприятных естественных условиях состояния ложа и течения воды (n>36). По фациальной природе описываемые осадки принадлежат речной макрофации (русловые нестрежневые группы фаций).

Слои 6 и 8 выполнены мелко- и среднезернистыми песками (x=0.41–0.48 мм). Сортировка отложений – от хорошей до умеренной (S_0=1.46–1.63; σ=0.41–0.42), значения эксцесса положительны (сравнительно стабильный тектонический фон). Подобные условия типичны для стационарных водных пространств, имеющих определенные вариации своего физического состояния (ν=0.96–1.01). Накопление материала совершалось естественными блуждающими потоками полугорного (Fr=0.1) и равнинного типа (Fr=0.09). Во втором случае кумуляция могла реализовываться в озеровидных проточных водоемах, так как существование равнинного типа русла в условиях расчлененного горного рельефа представляется менее очевидным. По своим гидродинамическим особенностям потоки Удинского водосбора находились в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды (n>38). Ясна и фациально-генетическая принадлежность данных отложений – аллювиальные пески прирусловых и, вероятно, озерно-аллювиальные пески лимнических береговых фаций.

Слой 9 представлен алевритово-средне- и мелкозернистым песком (x=0.43 мм). Отложения характеризуются умеренной сортировкой (S_0=1.67; σ=0.91), эксцесс и коэффициент асимметрии положительны (мода больше среднего размера зерен), что характеризует лучшую отсортированность крупнозернистой части распределения всей совокупности частиц осадка. Значение коэффициента вариации не соответствует водному характеру осадконакопления (ν=2.13), поэтому данный набор основных параметров говорит об относительно стабильных условиях среды седиментации, ее заметном энергетизме, который мог присутствовать в квазистационарных нефлювиальных системах с постоянным внедрением несортированного материала без должной динамической обработки (высокий процент пелитовых частиц).

Слой 10 (седьмой культурный горизонт) образован крупно-, мелко- и среднезернистыми песками (x=0.55–0.59 мм). Ему присуща умеренно-недостаточная сортировка (S_0=1.56–1.81; σ=0.93–1.16), указывающая на короткий путь перемещения субстрата в изменчиво-динамичных турбулентных условиях среды аккумуляции. Протекание тектонических явлений не отличалось особой активностью – эксцесс резко положителен в пределах первых сотен единиц. По величине коэффициента вариации (ν=1.68–1.97) процесс накопления совершался однонаправленными постоянными водотоками речного вида. Им был свойственен полугорный тип русла (Fr=0.13–0.14), вода имела беспрепятственный сток в благоприятных условиях его состояния (n=36). По фациальному облику осадки сопоставимы с русловой группой речной макрофации.

В строении слоя 11 (жилище, восьмой культурный горизонт) принимают участие породы песчаного диапазона (x=0.45–0.48 мм). По своим статистическим показателям отложения характеризуются как хорошо и умеренно сортированные (S_0=1.46–1.72; σ=0.50–0.93), им свойственна одномодальность распределений с большим интервалом значений коэффициента асимметрии (α=6.95–13.10) и резко положительный эксцесс (τ=67.6–220.0). Коэффициент вариации принадлежит области устойчивых стационарных аквальных водотоков динамичного турбулентного характера с сезонными колебаниями водности. Накопление отложений происходило в постоянном слабоподвижном – подвижном извилистом потоке полугорного (Fr=0.11) типа средних рек в благоприятных условиях состояния ложа (n>37). В фациальном отношении толща соотносится с русловыми нестрежневыми фациями речной макрофации.

Таким образом, средняя и нижняя части разреза Санный Мыс (2.0–5.7 м) формировались в аквальных обстановках седиментации. Охарактеризованные выше изменения в характере

гидрологического режима р. Прауды, при относительно спокойном протекании тектонических процессов на данной территории, на наш взгляд, имеют палеоклиматическую направленность. Увеличение средневзвешенного размера частиц следует связывать с ростом сил потока (его глубины и скорости), что ведет к подъему транспортирующей мощности, врезанию реки и снижению продольного профиля. Данное обстоятельство функционально зависит от усиления водности и влажности и, как следствие этого, – климатического потепления. Наоборот, уменьшение показателей процесса осадконакопления указывает на противоположный характер – прогрессирующую аридность, понижение температуры, ослабление эрозионной работы водотока, выполаживание продольного профиля и общее похолодание климата.

Следовательно, накопление слоя 7 совершалось в более динамичной среде при возрастании водности и условном повышении температуры, а слоев 9, 8, 6 и 4 – в менее подвижных условиях при некотором недостатке количества свободной воды и сравнительном падении температуры, вызванном вариациями климатических условий в сторону кратковременных похолоданий. Слой 10 формировался в самой мобильной обстановке, что очень схоже со слоем 5. По мере роста глубины разреза (слой 11), на фоне общего динамичного положения характера седиментогенеза и довольно устойчивого протекания тектонических событий, возникает тенденция постепенного уменьшения диаметра частиц руслоформирующих фракций, обусловленного температурной и влагообеспечивающей изменчивостью по пути усиливающейся засушливости.

Верхняя часть разреза (0.0–2.0 м) имеет смешанный эолово-делювиальный и коллювиальный генезис. Самые верхи разреза (слой 1) с наименьшей крупностью зерна в осадке можно соотнести с маловлажной климатической эпохой. Грубозернистый слой 2, в свою очередь, свидетельствует об усилении склоновых процессов. Образование слоя 3 совершалось на фоне относительного снижения аридизации.

[1] *Окладников А.П.* Археологические исследования в бассейне р. Уды летом 1958 г. // Труды БНИИК. Вып. 25. Улан-Удэ, 1958. С. 204–207.

[2] *Лбова Л.В.* Палеолит Северной зоны Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 2000. 240 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 160–161

СТРОЕНИЕ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ, СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ВОЗРАСТ ВОЗНЕСЕНОВСКОЙ ТЕРРАСЫ Р. СЕЛЕНГА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.Л. Коломиец[1, 2], Р.Ц. Будаев[1], А.В. Перевалов[1]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, kolom@ginst.ru
[2] Улан-Удэ, Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова

Разрез «Вознесеновка» (35–40-метровая надпойменная аккумулятивная терраса р. Селенга на юго-востоке Иволгино-Удинской впадины, координаты: N 51°42'19.4", E 107°28'52.9") выполнен песками тонкообломочной структуры, имеющими ритмично-слоистую субгоризонтально-слабонаклонную текстуру. Толща вскрыта двумя расчистками в ее верхней и нижней части. На основании гранулометрического анализа обе части осадочной толщи состоят из четырех литологических горизонтов каждая.

В строении первого литологического горизонта верхней части толщи (интервал 4.0–11.4 м) принимают участие алевритисто-мелкозернистые и мелкозернистые тонкослоистые пески особенной хорошей и совершенной сортировки (значительная длина и большое время транспортировки наносов). Асимметрия распределений моды осадка имеет как левостороннее в сторону крупных, так и правостороннее смещение в сторону мелких частиц в соотношении 1:1. Тектонические условия формирования осадков устойчивые, генезис – смешанный озерно-речной. Среда аккумуляции отложений – постоянные лимнические объекты с малыми глубинами (1.2–1.3 м) и наличием притоков равнинного типа (число Фруда <0.1). На интервале 0.4–0.5 м найдены кости крупного млекопитающего – ребро, бедренная кость и позвонок (баран?).

Второй литологический горизонт (интервал 11.4–12.6 м) сложен алевритово-мелкозернистыми наклонно-слоистыми песками с очень хорошей сортировкой и левосторонним модальным перекосом в сторону крупных частиц. Тектонические условия очень устойчивые (эксцесс – первые сотни единиц). Происхождение осадков – речное, что подтверждается числовыми значениями коэффициента вариации (ν>0.8). Стационарные слабомобильные водотоки равнинного типа имели натуральные русла, находящиеся в весьма благоприятных условиях (прямое в плане, чистое незасоренное русло с беспрепятственным течением, выработанное в рыхлых наносах). Скорости течения воды – 0.4 м/с, наибольшие глубины – 1.3–2.2 м, уклоны водного зеркала 0.3 м/км и ширина русел 52–73 м. Последние значения можно сопоставить с фуркацией и делением более крупного русла на ряд рукавов, так как по числу Лохтина водоток приближался к конечному водоприемному бассейну.

Третий литологический горизонт (интервал 12.6–15.4 м) сформирован преимущественно мелкозернистыми песками. Сортировка – от особенно хорошей и совершенной до умеренной, мода сдвинута в сторону мелких частиц (низкие энергетические уровни в среде седиментации). Тектонический фон стабилен, генезис горизонта – комплексный. Осадки отлагались в озеровидном водоеме с малыми глубинами 1.1–1.3 м и наличием притоков равнинного типа.

Четвертый литологический горизонт (интервал 15.4–16.6 м) представлен алевритисто- и алевритово-мелкозернистыми песками слабонаклонного залегания, очень хорошей и хорошей сортировки, а также асимметричным положением моды в крупнозернистой части гранулометрического спектра. Тектонические явления отсутствовали. Генезис – речной, аккумуляция наносов происходила в устойчивых нединамичных водотоках с руслами равнинного типа. Скорости течения палеоводотока – 0.3 м/с, наибольшие глубины – 1.3–2.2 м, уклоны – 0.2–0.4 м/км, ширина палеорусел 50–140 м.

Нижняя толща 35–40-метровой вознесеновской террасы вскрыта расчисткой в 0.6 км к юго-западу от расчистки верхней толщи. Первый литологический горизонт (интервал 0.3–4.7) выполнен субгоризонтально-слоистыми мелкозернистыми песками, обладающими совершенной и очень хорошей сортировкой с правосторонним модальным смещением (мода меньше ме-

дианы). Значения эксцесса, определяющие условия тектогенеза, изменчивы с общим трендом стабилизации к низу горизонта, генезис осадков – озерный ($\nu<0.4$) – наличие стационарных неглубоких (до 1.4 м) озер и, соответственно, преобладание прибереговых фаций озерной макрофации (высокий процент песков с наличием тонкообломочного алевритово-глинистого субстрата).

Второй литологический горизонт (интервал 4.7–7.9) состоит из алевритисто- и алевритово-мелкозернистых песков, имеющих совершенную и очень хорошую сортировку, а также правоскошенную асимметричность распределений в сторону мелких частиц. Тектонический фон балансировал на грани устойчивости и неустойчивости. Происхождение горизонта – лимноаллювиальное ($0.4<\nu<0.8$), что определяет присутствие проточного стационарного, неглубокого (0.9–1.3 м) озеровидного водоема с сетью притоков равнинного типа.

Третий литологический горизонт (интервал 7.9–12.6) образован однородными субгоризонтально-слоистыми мелкозернистыми песками почти идеальной сортировки (максимальные значения длины перемещения по всей осадочной толще террасы) со сдвигом моды в сторону мелких частиц. Среда осадконакопления обладала определенным динамизмом (эксцесс в пределах первого десятка единиц). Генезис – лимнический (неглубокое, до 1.3 м, озеро), сменяющийся в некоторых случаях (две смены) на комплексный озерно-аллювиальный.

Четвертый литологический горизонт (интервал 12.6–16.4) являет собой пестрые в литологическом отношении псаммиты с частным изменением доминантных фракций – мелкозернистых и алевритовых. Данное обстоятельство нашло отражение в смене сортированности осадков – от совершенной до хорошей с общим доминированием модального перекоса в сторону крупных зерен. Тектонический фон по-прежнему переменчив с некоторой тенденцией стабилизации к основанию толщи. Генезис – только озерно-речной. Аккумуляция рыхлого материала происходила в озеровидных проточных неглубоких устойчивых водоемах с сетью притоков равнинного типа в придельтовом положении их русел.

Определено время формирования осадочной толщи террасы на разных глубинах: 1.1–1.6 м – 160000±11000 л. н., 12.3–12.6 м – 173000±12000 л. н., 16.0–16.4 м – 180000±11000 л. н. Все РТЛ-даты относятся ко второй половине среднего плейстоцена (ширтинско-тазовское время). Столь быстрое во временном отношении – порядка 20 тыс. лет – накопление достаточно мощной толщи (не менее 16 м) свидетельствует об усилении эрозионных процессов в ширтинско-тазовское время на данной территории, поступлении большого количества разрушенного вещества с горного обрамления, что обуславливается относительно неустойчивым тектоническим фоном.

Таким образом, изученные разрезы осадочной толщи вознесеновской террасы р. Селенга имеют аквальный генезис. Верхняя толща сложена псаммитовым материалом тонкообломочной текстуры, присутствует ритмичное чередование по вертикали комплексных озерно-речных (две стадии) и речных (две стадии) обстановок седиментации. Нижняя толща сложена схожим по текстурно-структурным особенностям песчаным материалом: 1-й и 3-й горизонты имеют лимническое происхождение, а 2-й и 4-й – комплексное. Наличие прибрежных фаций озерной макрофации можно объяснить «тыловым» нахождением данной осадочной толщи у подножья хр. Цаган-Дабан, застойным режимом, куда нечасто проникали динамичные водотоки, формирующие осадки иного происхождения общего аквального генезиса.

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

2020. Выпуск 18. С. 162–164

ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ДАТИРОВАНИЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ ВЕРХНЕМУНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗА (ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

К.М. Константинов[1, 2], И.С. Шарыгин[2], М.С. Хороших[1], Т.А. Антонова[1], С.М. Потапов[2]

[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, Комсомольская и др. **[1–3]**. В настоящей работе представлены новые данные по пяти кимберлитовым трубкам Верхнемунского поля (ВМП): Деймос, Заполярной, Комсомолькой-Магнитной, Новинка и Поисковой (рис. 1), формирование которой связано с позднедевонской – раннекарбоновой эпохой **[4]**.

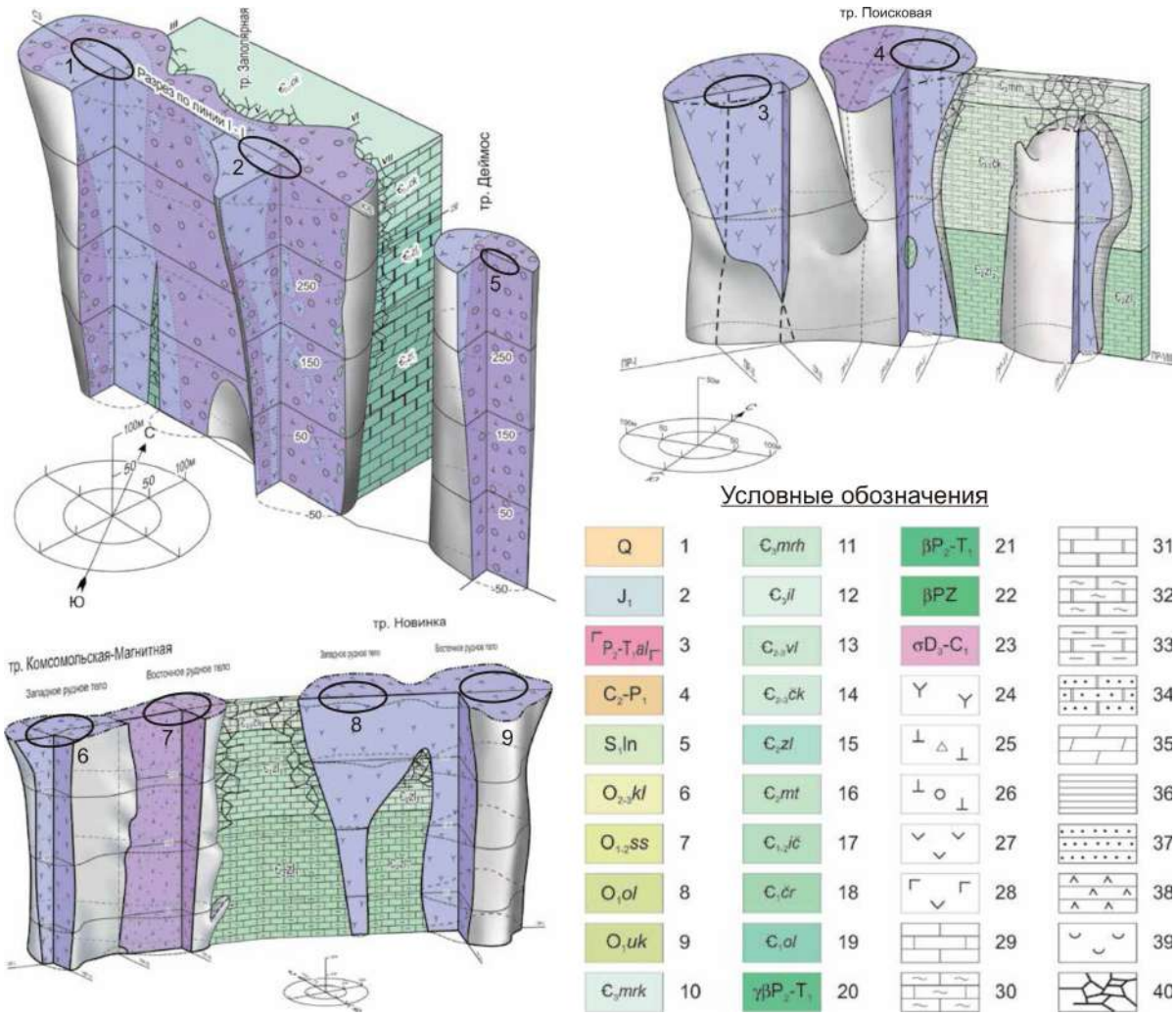


Рис. 1. Объемные модели кимберлитовых трубок Верхнемунского поля [5]. Овалы с цифрами – места (канавы) отбора ориентированных образцов.

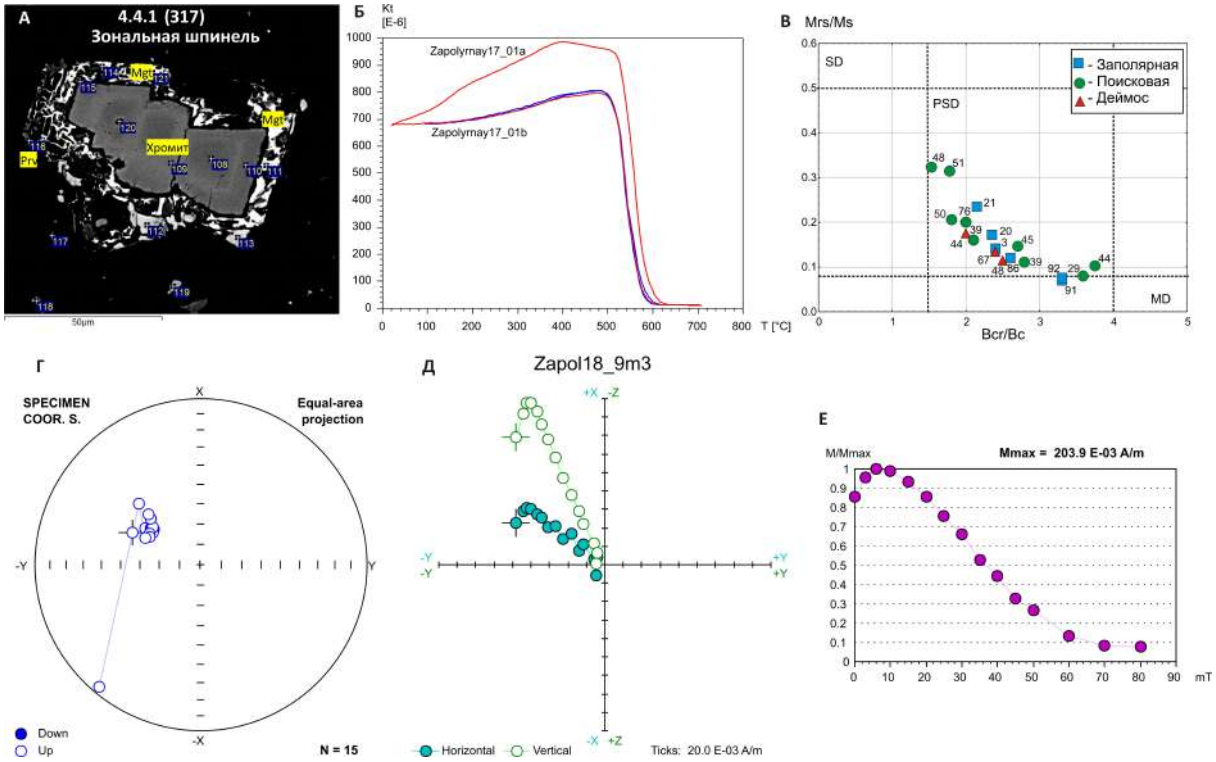


Рис. 2. Магнито-минералогические и палеомагнитные исследования кимберлитов ВМП.

Месторождения располагаются на правом берегу р. Улах-Муна. Вмещающими породами служат пестроцветные карбонатные, глинисто-карбонатные породы среднего и верхнего кембрия (оленёкская, джахтарская и силигирская свиты). Кимберлиты изученных трубок по химическому составу относятся к магнезиально-железистому типу, наиболее распространенному в пределах алмазоносных кимберлитовых полей **[5]**. Основной объем трубок выполняют две структурно-текстурные разновидности пород – порфировые кимберлиты (ПК) с массивной текстурой начальной стадии внедрения и кимберлитовые брекчии (КБ) завершающей фазы. ПК и КБ различаются между собой по компонентному и химическому составу, сохранности и размерам гранатов, содержанию минералов тяжелой фракции и др.

Ориентированные образцы отобраны из девяти канав и представлены разными типами кимберлитов, что обеспечило корректный расчет палеомагнитного полюса. Носителями намагниченности кимберлитов являются магнезиоферриты, с псевдооднодоменной структурой минеральных зерен (рис. 2, *А–В*).

Векторы характеристической естественной остаточной намагниченности (ЕОН) установлены во всех изученных кимберлитах (рис. 2, *Г–Е*) и согласуются с ранее полученными данными **[1]**. Природа векторов ЕОН, согласно проведенным тестам обжига и ксенолитов, первичная (синхронная времени внедрения кимберлитов). По ним рассчитан палеомагнитный полюс (таблица), который располагается юго-восточнее Японских островов (рис. 3, *А*). При его сопостав-

Палеомагнитные направления кимберлитовых трубок Верхнемунского поля

№ пп	Трубка	N/n, шт.	Dср, °	Jср, °	k, ед.	α_{95}, °	Ф, °	Λ, °	dp/dm, °	fm, °
1	Деймос	1/12	315.6	–63.9	51.9	6.1	27.8	148.6	7.7/9.7	46
2	Заполярная	3/43	316.0	–64.2	26.6	4.3	28.1	148.2	5.5/6.9	46
3	Поисковая	1/25	332.1	–65.8	31.7	5.2	27.3	135.6	6.9/8.5	48
4	Ком-Магнитная	2/20	344.2	–67.3	6.7	13.6	28.0	126.4	18.8/22.6	50
5	Новинка	2/24	313.4	–66.3	23.8	6.2	31.2	149.1	8.4/10.2	49
6	**Сводн. опр-ние**	**9/124**	**324.3**	**–65.1**	**98.3**	**5.2**	**27.5**	**141.6**	**6.8/8.4**	**47**

П р и м е ч а н и е. N/n – количество сайтов/образцов, участвующих в статистике, D – склонение, J – наклонение, k – кучность, α_{95} – овал доверия с вероятностью 95 %. Виртуальный гео- или палеомагнитный полюс: широта – Ф, долгота – Λ, доверительные интервалы – dp/dm и палеоширота – fm.

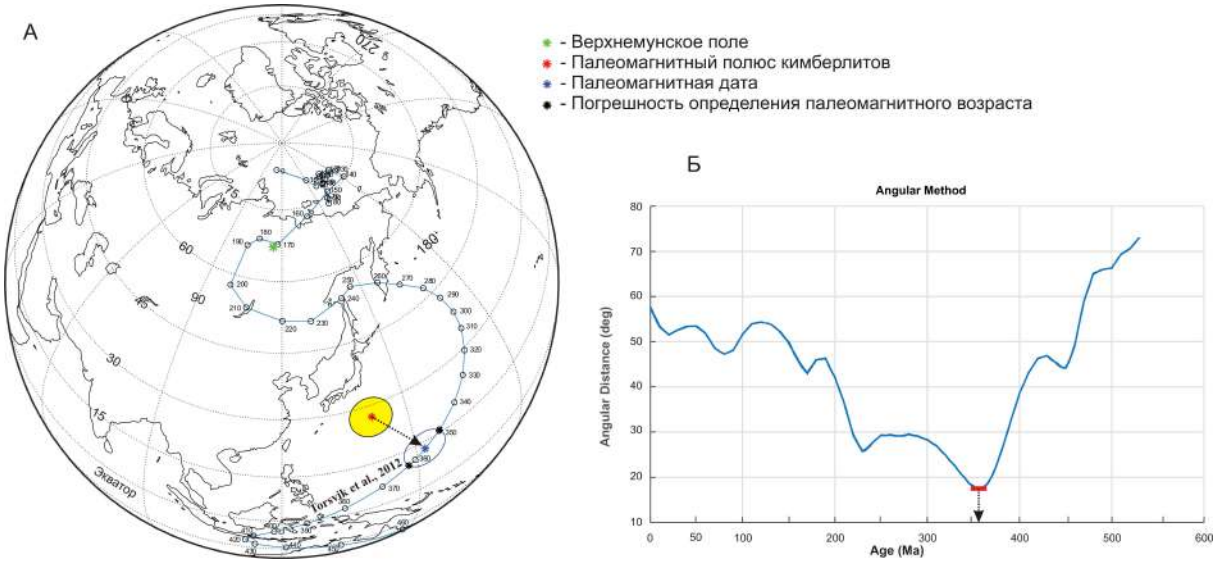


Рис. 3. Палеомагнитное датирование кимберлитов Верхнемунского месторождения ЯАП по методике [7]. *А* – сопоставление ПМП кимберлитов с ТКМП Сибирской платформы **[6]** (цифры – геологический возраст в млн лет); *Б* – график зависимости отклонения ВГП (в градусах) и геологического возраста (млн лет).

лении с базовой траекторией кажущейся миграции полюса Сибирской платформы **[6]** по методике **[7]** палеомагнитный возраст изученных кимберлитовых трубок оценивается в 356±6 млн лет (рис. 3, *Б*). Эта дата достаточно хорошо согласуется с геологическими и изотопными определениями **[4]**.

[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. doi:10.5800/GT-2017-8-1-0235.

[4] *Зайцев А.И., Смелов А.П.* Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет, 2010. 108 с.

[5] *Костровицкий С.И., Специус З.В. и др.* Атлас коренных месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции / Ред. Н.П. Похиленко. Мирный: Типография ООО «МГТ», 2015. 480 с.

[6] *Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., Mac Niocaill C., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks L.R.M.* Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth-Science Reviews. 2012. V. 114. P. 325–368.

[7] *Hnatyshin D., Kravchinsky V.A.* Paleomagnetic dating: methods, MATLAB software, example // Tectonophysics. 2014. V. 630. P. 103–112.

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

2020. Выпуск 18. С. 165–167

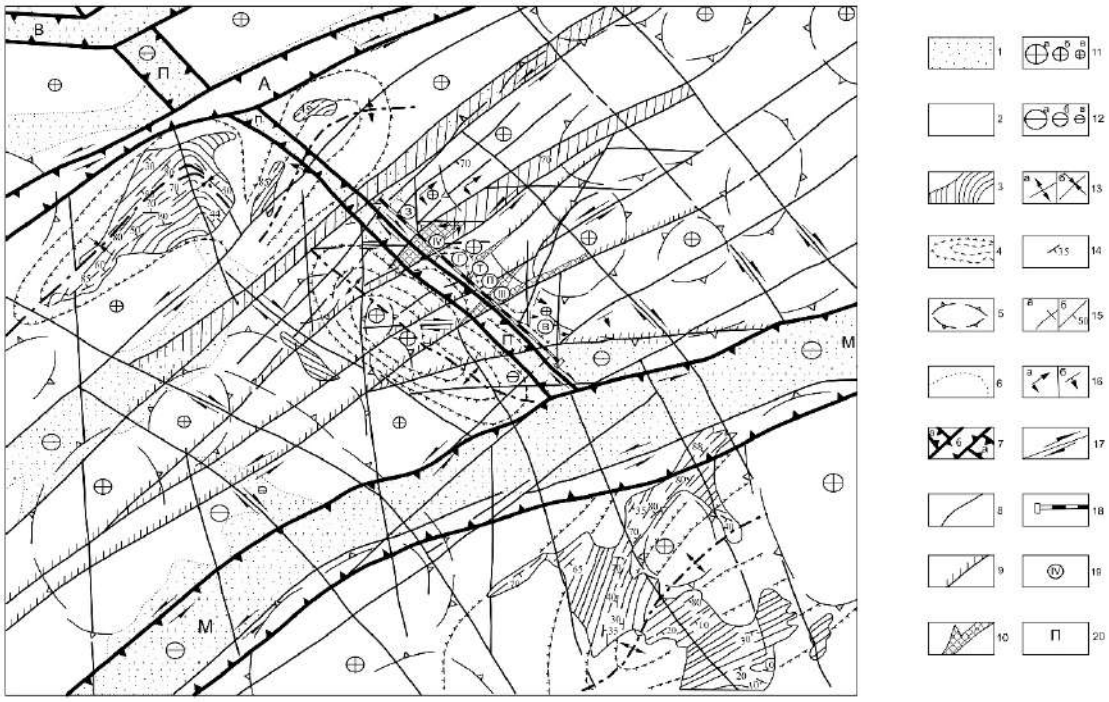
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРОБЛЕМНОЙ ЧЕТВЕРТОЙ ЗОНЫ УЧАСТКА СЕВЕРО-МУЙСКОГО ТОННЕЛЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДЕТАЛЬНОГО КАРТИРОВАНИЯ

А.Т. Корольков

Иркутск, Иркутский государственный университет, baley51@mail.ru

Детальное картирование масштаба 1:10000, сопряженное с геологическим доизучением масштаба 1:50000, на территории участка Северо-Муйского тоннеля проводилось во второй половине XX в. Результаты этих работ, в которых участвовал автор, отражены в фондовых (Хлыстов и др., 1988ф) и опубликованных материалах **[1–9]**. Одновременно территория исследовалась сотрудниками Института земной коры СО АН СССР **[10].** В настоящее время эти работы востребованы в связи с новым инженерно-геологическим обследованием участка и реконструкцией Северо-Муйского тоннеля, направленными на увеличение пропускной способности БАМ. Детальное картирование выявило многочисленные ксенолиты, скиалиты, полосчатость, гнейсовидность в позднепалеозойских гранитоидах. По замерам этих плоскостных элементов откартирована догранитная складчатая («просвечивающая») структура в пределах участка. Оказалось, что позднекайнозойские рифтогенные разломы имеют унаследованный характер и связаны с догранитной складчатостью. Вдоль оси тоннеля с северо-запада на юго-восток были выделены следующие тектонические блоки и зоны: Западный, Четвертая тектоническая зона, Гольцовый блок, Троговая тектоническая зона, Промежуточный блок, Третья тектоническая зона, Восточный блок (рисунок).

Четвертая является самой опасной из тектонических зон. При ее проходке случались аварийные ситуации (даже с человеческими жертвами), требовалась закачка большого количества бетона. Процесс проходки осуществлялся медленно, что нарушило срок сдачи в эксплуатацию Северо-Муйского тоннеля и привело к значительному расходованию средств. В связи со сложными горно-техническими условиями проходки Четвертая тектоническая зона изучалась многими исследователями Северо-Муйского тоннеля (Шульга и др., 1984ф; Галицын и др., 1986ф; Хлыстов и др., 1988ф; Саньков и др., 1988ф). Изучена буровыми скважинами и геофизическими методами по профилю Северо-Муйского тоннеля, инженерно-геологическими исследованиями, проведен анализ пространственного распределения и кинематики формирования трещин и разломов. В плане представлена полосой шириной 0.9–1.1 км северо-восточного простирания, ограниченной ломаными линиями разрывных нарушений. На сочленении Четвертой и Перевальной тектонических зон гранитоиды особенно сильно нарушены трещиноватостью. Четвертая тектоническая зона сложена преимущественно крупнозернистыми порфиробластическими биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами с включениями средне- и мелкозернистых биотитовых гранитов, нередко с кучным расположением биотита. Граниты насыщены жилами пегматитов, аплитов и микрогранитов, имеют гнейсовидную текстуру и общее псевдостратифицированное строение (Хлыстов и др., 1988ф). В результате структурных наблюдений за ориентировкой контактов чередования в разрезе крупнопорфировидных гранитов со средне- и мелкозернистыми гнейсовидными установлено, что они образуют брахиформную «просвечивающую» складку. Разнообразие взаимоотношений гранитов между собой, широкое проявление жильных образований и порфиробластеза, структурное положение в пространстве, интенсивный дислокационный метаморфизм свидетельствуют о древнем (догранитном) заложении ослабленной зоны и существенной унаследованности структурных элементов кайнозоя от гранитизированного субстрата. Общая трещиноватость гранитоидов в пределах зоны представлена тремя системами: 1) аз. пад. 205°< 75°; 2) аз. пад. 300°< 60°; 3) аз. пад. 140°< 40°. По мере приближения к оси тоннеля увеличивается количество широтных систем трещин: аз. пад. 360°<70°; аз. пад. 170°<60–75°; аз. пад. 190°<80°; аз. пад 220°<70°. Кроме того, увеличивается доля пологих трещин: аз. пад. 305°<60°; аз. пад. 335°<45°; аз. пад. 60°< 55°; аз. пад. 150°< 30°. Непосредственно над осевой линией тоннеля выявлены следующие системы трещин: аз. пад.



Структурно-тектоническая схема участка Северо-Муйского тоннеля. Составлена А.Т. Корольковым по материалам детального картирования при участии А.В. Ощепковой (электронный вариант). *1* – кайнозойские рыхлые отложения; *2* – позднепротерозойские палингенно-метасоматические гранитоиды; *3* – нижнепротерозойские метаморфические образования; *4* – элементы складчатой структуры гранитизированного субстрата (Окусиканская брахиантиклиналь); *5* – купольные структуры, выделенные по аэрофотокосмическим, морфометрическим и геофизическим данным; *6* – границы кайнозойских отложений; *7* – границы зон генеральных разломов: а) докембрийского заложения, б) мезо-кайнозойского возраста, пересекающие зоны разломов докембрийского заложения; *8* – региональные разломы со слабопроявленной аргиллизацией пород; *9* – региональные разломы с умеренной степенью дезинтеграции и аргиллизации пород; *10* – участки разломов с интенсивно дезинтегрированными и аргиллизированными породами вблизи Северо-Муйского тоннеля; *11* – блоковые поднятия: а) интенсивные, б) умеренные, в) слабые; *12* – блоковые опускания: а) интенсивные, б) умеренные, в) слабые; *13* – оси складчатых структур: а) антиклинальных, б) синклинальных; *14* – элементы залегания полосчатости и складчатости метаморфических пород; *15* – элементы залегания разрывных нарушений: а) вертикальные, б) наклонные; *16* – преобладающие кинематические типы движений по региональным разломам: а) сбросо-сдвиговые, б) сбросовые; *17* – генеральные и региональные сдвиговые перемещения по разломам; *18* – проекция оси Северо-Муйского тоннеля (15.3 км); *19* – главные блоково-разрывные структуры, выделенные вблизи тоннеля: З – Западный блок, IV – Четвертая тектоническая зона, Г – Гольцовый блок, Т – Троговая тектоническая зона, В – Восточный блок (Третья тектоническая зона); *20* – индексы зон генеральных разломов: А – Амнундинский, В – Верхнеангарский, М – Муяканский, П – Перевальный.

340°<70°; аз. пад. 35°<60°; аз. пад. 60°< 85°; аз. пад. 240°<50°; аз. пад. 140°< 60°; аз. пад. 150°<30–50°; аз. пад. 100° < 30°. Разведка зоны до горизонта тоннеля велась бурением наклонных скважин, ориентированных вкрест падения тектонических структур. Расстояния между скважинами задавались с учетом «перекрытого» разреза. Для оценки горно-геологических условий проходки тоннеля использовались данные по десяти скважинам. Статистическая обработка результатов разведочного бурения показала, что примерно 30 % пересечений интервалов пород способно к переходу в плывунное состояние. Характерна внутренняя тектоническая расчлененность. Это происходит по северо-восточным, северо-западным, широтным и меридиональным крутопадающим разрывным нарушениям. Значительную роль в этом играют и пологие разломы. Большая насыщенность гранитоидов жильным материалом (пегматиты, аплиты, микрограниты) и метасоматически измененными гранитами увеличивает механическую анизотропию этого блока пород. Жилы микрогранитов и аплитов имеют пологие углы падения, их залегание в целом совпадает с гнейсовидностью гранитоидов на этом участке. Для определения горно-геологических условий на горизонте тоннеля из специальной камеры «Бамтоннельстроем» была пройдена горизонтальная скважина. Азимут бурения 130°, длина скважины

307 м. Максимальный водоприток в предразломной зоне составил 300 м^3/час. При конечной глубине скважины 307 м общий водоприток из нее составил 53 м^3/час. В целом Четвертая тектоническая зона является местом наиболее мощного проявления тектонических, метасоматических, гидротермальных процессов в совокупности с химическим изменением горных пород в линейных корах выветривания.

Тектонические зоны (Четвертая, Троговая, Третья) можно рассматривать как дуплексы с транстензией (растяжением), которые представлены большим объемом дезинтегрированных и обводненных пород **[8]**. Они были и остаются большой проблемой для проходки и эксплуатации Северо-Муйского тоннеля. В целом на участке Северо-Муйского тоннеля наблюдается соответствие результатам тектонофизического моделирования для всей Байкальской рифтовой зоны **[11]**. Предполагаются дуплексные структуры типа пулл-апарт к югу от оз. Байкал в Тункинской долине **[12]**. Однако условий для развития крупных впадин к северу от оз. Байкал в районе Северо-Муйского тоннеля не образовалось, возможно, из-за общего поднятия территории, преобладающего гранитного субстрата и меньшей интенсивности проявления левосдвиговых дислокаций. Но глубокое проникновение дезинтеграции, аргиллизации и обводненности гранитоидов (включая термальные источники) в Третьей, Троговой и особенно Четвертой тектонической зоне позволяет предполагать циркуляцию здесь низкотемпературных гидротермальных растворов **[1]**. Активное углубление и расширение этих зон рифтогенных разломов происходило в соответствии с развитием Байкальской рифтовой зоны по модели гигантского левостороннего сдвига.

[1] *Гладков В.Г., Ломоносова Т.К., Корольков А.Т.* Аргиллизиты Северо-Муйского тоннеля // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Часть I. Иркутск: НТГО и ВостСибНИИГГиМС, 1989. С. 89–91.

[2] *Корольков А.Т., Матвейчук А.А.* Влияние древней гранитной тектоники на кайнозойскую структуру (на примере участка Северо-Муйского тоннеля) // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Материалы Второго всероссийского симпозиума с международным участием и молодежной научной школы, посвященной памяти академиков Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. Т. 1. С. 184–186.

[3] *Гладков В.Г., Корольков А.Т., Грабарь А.В.* Гидрогеологические структуры района Северо-Муйского тоннеля // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Часть I. Иркутск: НТГО и ВостСибНИИГГиМС, 1989. С. 88–89.

[4] *Гладков В.Г., Корольков А.Т., Залуцкий В.В., Федоров М.М., Френкель А.Б.* Граниты, вскрытые Северо-Муйским тоннелем и проблема баргузинского комплекса // Корреляция, петрология и рудоносность магматических и метаморфических комплексов, эндогенные процессы в литосфере: Материалы V Восточно-Сибирского регионального петрографического совещания. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1989. С. 121–123.

[5] *Гладков В.Г., Корольков А.Т.* Разломы в массивах гранитоидов магматического замещения // Эндогенные процессы в зонах глубинных разломов. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1989. С. 128–129.

[6] *Гладков В.Г., Корольков А.Т., Матвейчук А.А., Намолова М.М., Федоров М.М.* Структурно-парагенетический анализ гранитизированных толщ (Северо-Муйский тоннель) // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск: ИГУ, 1991. С. 17–19.

[7] *Корольков А.Т.* Геохимические особенности деформированных гранитоидов Северо-Муйского тоннеля // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск: ИГУ, 1993. С. 79–82.

[8] *Корольков А.Т.* Дуплексные зоны участка Северо-Муйского тоннеля // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы третьей всероссийской конференции с международным участием (20–23 сентября 2016 г.). Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 56–59.

[9] *Мельничук Н.Л.* От Байкала до Витима. Воспоминания о БАМе (1979–1989 гг.). Винница: ЧП Балюк, 2007. 102 с.

[10] Разломы и сейсмичность Северо-Муйского геодинамического полигона / Ред. С.И. Шерман. Новосибирск: Наука. СО, 1991. 111 с.

[11] *Семинский К.Ж.* Главные факторы развития впадин и разломов Байкальской рифтовой зоны: тектонофизический анализ // Геотектоника. 2009. № 6. С. 52–69.

[12] *Polyansky O.P.* Dynamic causes for the opening of the Baikal Rift Zone: a numerical modeling approach // Tectonophysics. 2002. V. 351. P. 91–117.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 168–170

ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

С.И. Костровицкий[1,2], Д.А. Яковлев[1]

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

В докладе рассмотрены основные вопросы происхождения кимберлитовых пород, которые до сих пор остаются дискуссионными. К ним относятся:

1) кристаллизовался ли оливин из кимберлитового расплава, или он только ксеногенного происхождения?

2) каково происхождение основных фаз внедрения – когерентного (гипабиссального) и пирокластического (вулканокластического) кимберлита?

3) первичный состав кимберлитового расплава;

4) что явилось триггером кимберлитового вулканизма?

Ol, как основной породообразующий минерал, составляющий от 40 до 70–80 % от объема пород, играет решающую роль для понимания генезиса кимберлитов. По размеру выделяются три морфологические разновидности ol: 1) мегакристы размером >1 см до 15 см, 2) макрокристы размером >0.5–1.0 мм и 3) микрокристы размером <0.5–1.0 мм. Существуют два разных взгляда на их образование: 1) в результате дезинтеграции мантийных пород и 2) в результате кристаллизации из кимберлитового расплава. Первая точка зрения является доминирующей. Имеются публикации, ставящие под сомнение широко распространенное мнение о фенокристном происхождении оливина основной массы кимберлитов. Основным аргументом сторонников ксеногенного происхождения макрокрист ol является якобы имеющееся сходство их составов из кимберлитов и мантийных ксенолитов.

Изучение состава ol из разных фаз внедрения кимберлитов, представленных с массивной и брекчиевой текстурами (соответственно по зарубежной терминологии – гипабиссальным (когерентным) и пирокластическими (вулканокластическими) кимберлитами) из разных трубок Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП) привело авторов к следующим выводам.

Содержание фаялитового компонента (Fa) в ol из кимберлитов южных алмазоносных полей варьируется в интервале от 6 до 14 %. Для кимберлитов северных полей, отличающихся относительно высокой железистостью, диапазон вариации состава более широкий и содержание Fa достигает 18–20 %. При этом оливин из гипабиссального (когерентного) кимберлита с массивной текстурой по сравнению с вулканокластическим (пирокластическим) кимберлитом брекчиевой текстуры характеризуется более железистым составом. Ультраосновные породы литосферной мантии под всеми изученными кимберлитовыми полями характеризуются в основном высокой магнезиальностью. Сравнение состава оливина (макрокрист и ядер зональных микрокрист) из гипабиссального (когерентного) кимберлита и мантийных ксенолитов в трубках Удачная-Восточная, в трубках Верхнемунского и Куойкского поля показало отсутствие полного тождества. Этот факт дал основание для вывода о фенокристном происхождении части высоко-Fe оливина. Совпадение вариаций состава оливина из вулканокластических разновидностей кимберлита и мантийных ксенолитов служит аргументом его возможного ксеногенного происхождения. Предполагается, что происхождение высоко-Fe, высоко-Ti кимберлитов (и высоко-Fe оливина) в северных полях ЯКП обусловлено относительно небольшой мощностью литосферной мантии в краевой части Сибирской платформы и соответственно более высокой магматической и метасоматической активностью астеносферы, расплав которой отличается высоко-Fe, высоко-Ti составом. О фенокристном происхождении части макрокрист и микрокрист оливина свидетельствует также сравнение состава клинопироксена из минеральных включений в оливинах из кимберлитов и мантийных ксенолитов. Высокое значение параметра кальциевости клинопироксена Ca/(Ca+Mg) из включений в оливинах (0.48–0.50) свидетельствует о низкотемпературных условиях их кристаллизации.

Общепринятым является утверждение о формировании пирокластического кимберлита (кимберлитовых брекчий) только в трубочных условиях в результате взрывных процессов и флюидизации расплава. Этому взгляду противоречит ряд фактов. Во-первых, пирокластический кимберлит прослежен буровыми скважинами до корневых уровней трубок (Мир, Удачная, Айхал). Во-вторых, все коренные месторождения алмазов в ЯКП образованы, как правило, пирокластическими кимберлитами **[1]**. Гипабиссальные кимберлиты характеризуются заметно более низким содержанием алмазов. И в-третьих, пирокластический кимберлит по сравнению с гипабиссальными кимберлитами является более насыщенным барофильными минералами и мантийными ксенолитами. Эти факты свидетельствуют о том, что гипабиссальные и пирокластические кимберлиты являются самостоятельными, независимыми друг от друга фазами внедрения. Мы полагаем, что соответствующие первичные расплавы-флюиды для этих фаз внедрения обладали разной дезинтегрирующей способностью, которая и обусловила разную насыщенность обломочным материалом литосферной мантии, в том числе и алмазов, – более высокую для пирокластических кимберлитов.

Существуют разные точки зрения на состав первичного кимберлитового расплава: 1) соответствует составу неизмененных гипабиссальных кимберлитов, обычно афанитовой текстуры **[2]**; 2) представляет собой обогащенный хлоридно-карбонатный компонент **[3]**; 3) имеет карбонатитовый состав **[4]**. Региональные различия в петрохимическом составе кимберлитовых пород ЯКП позволяют авторам доклада присоединиться к мнению ряда исследователей **[2]** о том, что кимберлиты разного состава были сформированы первичными расплавами разного состава. К сожалению, авторы не уточнили механизм их образования. При рассмотрении вопроса первичного кимберлитового расплава мы принимаем как общепризнанные следующие «постулаты»: 1) кимберлиты – это гибридные породы, формирование которых в значительной мере связано с процессами дезинтеграции, захвата и частичной ассимиляции обломочного материала литосферной мантии; 2) мантийным источником кимберлитовых пород является астеносфера, где кристаллизовались минералы низко-Cr, высоко-Ti мегакристной ассоциации минералов; 3) решающая роль в происхождении кимберлитовых пород принадлежит карбонатной составляющей.

Наиболее радикальное решение вопроса о составе первичного кимберлитового расплава было дано в статье **[4]**, авторы которой предположили, что происхождение кимберлитов связано с флюидом карбонатитового состава, который при подъеме через литосферную мантию захватил и частично ассимилировал обломочный материал литосферной мантии, постепенно превращаясь в кимберлитовый расплав. Наша модель образования кимберлитов отличается от модели Рассела принципиальным образом. Мы полагаем, что состав первичного кимберлитового расплава астеносферного происхождения характеризовался относительно высоким содержанием FeO, TiO_2, $CaCO_3$ и был близок к составу кимберлита из дайки Великан. Судя по отсутствию макрокристаллов оливина, граната и Mg-ильменита, кимберлит дайки Великан не является гибридной породой, так как не ассимилировал породы литосферной мантии. Более того, мы полагаем, что астеносферный расплав в момент его активизации дифференцировал с образованием частей, характеризующихся разным соотношением карбонатных и силикатных компонентов и, возможно, с разным содержанием щелочей (K_2O). Прорыв астеносферного расплава-флюида через литосферную мантию осуществлялся по разным сценариям: 1. При значительном преобладании (80–100 %) карбонатной составляющей, обладающей высокой дезинтегрирующей способностью, образование кимберлитов происходило в результате захвата и частичной ассимиляции высоко-Mg пород литосферной мантии, что привело к образованию высоко-Mg типа кимберлитов. 2. При значительном участии силикатной фазы (наряду с карбонатной) в зависимости от ее содержания сформировались Mg-Fe и Fe-Ti петрохимические типы кимберлитов.

Эта модель логически объясняет устойчивые различия химического состава кимберлитов, слагающих разные кластеры трубок, поля трубок и даже провинции. Модель объясняет наличие или отсутствие ассоциации мегакристных минералов с низким содержанием хрома и высоким содержанием титана, кристаллизовавшихся в астеносферном расплаве. Наконец, с позиции предложенной модели можно объяснить разные уровни алмазоносности кимберлитов. Расплав-флюид существенно карбонатного состава (образующий высоко-Mg петрохимический тип), обладающий максимальной дезинтегрирующей способностью разрушать породы литосферной мантии и захватывать ее обломочный материал по сравнению с другими петрохимическими типами (Mg-Fe и Fe- Ti), сформировал наиболее высокопродуктивные месторождения алмазов. Кимберлиты Fe-Ti типа, образованные карбонатно-силикатным расплавом (с доминированием силикатной фазы) и обладающие относительно низкой дезинтегрирующей способностью, не образуют алмазных отложений.

Для проявлений кимберлитового вулканизма разных провинций мира (Якутской, Северо-Американской, Ангольской, Южно-Африканской, Бразильской) характерна коридорная форма тектонического контроля, когда в пределах одной линейно вытянутой структуры обнаруживаются разновозрастные проявления кимберлитового вулканизма. С другой стороны, ряд исследователей **[5]** обратили внимание на совпадение периодов активности кимберлитового вулканизма на разных континентах, в разных провинциях мира. Действительно, 1-й этап активности 429–408 млн лет в пределах Сибирского кратона близок по времени к внедрению кимберлитов USA (Iron Mountain 408–400 млн лет). 2-й этап активности – 369–344 млн лет – совпадает со временем проявления кимберлитового вулканизма в Архангельской провинции (370–340 млн лет). С 3-м этапом активности 228–217 млн лет совпадает проявление вулканизма в Канаде (Churchill). С 4-м этапом активности 175–147 млн лет в Сибирском кратоне совпадает проявление вулканизма в Канаде (180–134 млн лет), а также в Западной Африке – Гвинее и Сьерра-Леоне (153–140 млн лет). Эти особенности кимберлитового вулканизма (тектонический линейный контроль, совмещение в пределах одного «коридора» кимберлитов разных эпох формирования, совпадение возрастов его вулканической активности на разных континентах) указывают на глобальную, планетарного масштаба, причину его проявления. Предполагается, что, наряду с внутренними земными причинами, нельзя исключать из числа триггеров кимберлитового вулканизма и причину космического происхождения, например ударное воздействие на нашу планету крупных космических тел (болидов, комет).

[1] *Костровицкий С.И., Специус З.В., Яковлев Д.А. и др.* Атлас коренных месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции. Мирный: ООО «МГП», 2015. 480 с.

[2] *Kjarsgaard B.A., Pearson D.G. et al.* Geochemistry of hypabyssal kimberlites from Las de Gras, Canada: comparison to a global database and applications to the parent magma problem // Lithos. 2009. V. 112S. Part 1. P. 236–248.

[3] *Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Golovin A.V. et al.* Ultrafresh salty kimberlite of the Udachnaya-East pipe (Yakutia, Russia): a petrological oddity or fortuitous discovery? // Lithos. 2012. V. 152. P. 173–186.

[4] *Russell J.K. et al.* Kimberlite ascent by assimilation – fuelled buoyancy // Nature. 2012. V. 481. P. 352–356.

[5] *Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Creaser R.A.* The timing of kimberlite magmatism in North America: implications for global kimberlite genesis and diamond exploration // Lithos. 2003. V. 71. P. 153–184.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 171–172

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕРМСКОМУ МАГМАТИЗМУ ЖАРМА-САУРСКОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

П.Д. Котлер[1, 2], С.В. Хромых[1, 2], О.П. Герасимов[1, 2]

[1] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, pkotler@yandex.ru
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Центральной тектонической структурой Жарма-Саурской зоны является Жарминский глубинный разлом **[1]**, который представляет собой область сочленения каледонской Чингиз-Тарбагатайской и герцинской Зайсанской складчатых систем. Западная часть области выделена как Восточно-Чингизская структурно-формационная зона, в составе которой участвуют вулканогенно-осадочные толщи от кембрия до раннего девона, перекрытые карбонатно-терригенной толщей (D_3-C_1). Восточная часть области сочленения обозначена как Жарминская зона **[1]**, представляющая собой бассейн, выполненный D_2-C_1 терригенными толщами и C_2-C_3 вулканогенными формациями.

Главным индикатором эндогенной активности в Жарма-Саурской зоне являются проявления интрузивного габброидного и гранитоидного магматизма, которые объединены в Жарминский интрузивный пояс, протягивающийся вдоль Жарминского глубинного разлома с северо-запада на юго-восток более чем на 400 км при ширине 50–80 км. Детальные геологические, минералогические и петрологические исследования интрузивного магматизма этого района проведены в 60–70-х гг. под руководством П.В. Ермолова [**1**]. Было выделено несколько габброидных, габбро-гранитоидных, гранитоидных серий, комплексов, вулканоплутонических ассоциаций. Общая продолжительность интрузивного магматизма Жарма-Саурской зоны была оценена с конца раннего карбона (саурская серия C_1) до поздней перми – триаса (несколько габбро-гранитных и гранит-лейкогранитных комплексов).

Согласно полученным новым данным по U-Pb изотопному датированию, главный объем гранитоидного магматизма был сформирован в относительно узком временном интервале в ранней перми (~290–275 млн лет), за исключением раннекарбоновых коллизионных гранитоидов. В дальнейшем в составе Жарма-Саурского батолита будут рассматриваться интрузивные породы, сформировавшиеся в раннепермское время.

Полученные данные позволяют рассматривать в составе Жарма-Саурского батолита следующие группы интрузивных пород, образующие собственные массивы: гранитоиды I-типа, гранитоиды A-типа, высокощелочные граниты A-типа, а также сопутствующие им щелочные средние («щелочная подвеска») и основные («базитовая подвеска»), не образующие собственных массивов. Гранитоиды I-типа характеризуются слабопералюминиевым, щелочным и щелочно-известковистым составом. Для этой группы характерны слабая Eu-аномалия (Eu*=0.5–0.6), сильный отрицательный наклон спектров (La/Yb_n=9–13), а также очень высокие содержания Ba – 800–1000 и высокие Sr – 108–228. Из изученных массивов Жарма-Саурского батолита к этой группе относятся массивы Аркат и Ордатас. В составе гранитоидов A-типа рассматриваются массивы Каракольтас и Кандагатай. Эти породы характеризуются узкими вариациями SiO_2 (73–78 мас. %), железистым, умеренноглиноземистым составом, ярко выраженной Eu-аномалией (Eu*=0.05–0.38), пологими REE-спектрами (La/Yb_n=3–9) и низким Ba 30–400 ppm. Породы «щелочной подвески» в крайне малых объемах встречаются в Акжайляусском, Каракольтасском и Кандагатайском массивах. Данная группа представлена сиенитами и кварцевыми монцонитами с содержаниями SiO_2 60–63 %, очень высоким содержанием щелочей, Ba, Zr, Hf и REE. К породам «базитовой подвески» относятся монцодиориты высокощелочные K_2O – 1.5–2.0 %, Na_2O – 4.5–5.0 %. REE-спектры с очень маленьким Eu-минимумом соответствуют спектрам внутриплитных базальтов. Породы этой группы были обнаружены только в Акжайляусском массиве. Максимальный уровень накопления редкоземельных элементов в массиве имеют монцодиориты, которые по содержаниям редких элементов соответствуют уровню A-гранитов.

К группе высокощелочнных А-гранитов относятся породы Кергетасского массива и Эспенского штока. Эта группа представлена амфиболовыми гранитами с повышенным Fe_2O_3, крайне низкими (почти нулевыми) TiO_2, CaO, P_2O_5, а также пониженным Al_2O_3, за счет чего они локализуются в поле «щелочных» пород. Наблюдаются крайне высокие уровни накопления РЗЭ и ряда редких элементов, ярко выраженный Eu-минимум – Eu*=0.05. РЗЭ-спектры имеют «извилистые плечи», что выражается в повышенном тетрадном эффекте $TE_{1\text{-}3}$=1.07–1.17 (для других гранитоидов этот показатель 0.94–1.00), что интерпретируется как результат позднего флюидного воздействия.

Полученные данные показывают, что на территории Жарма-Саурской зоны ранннепермское время характеризуется проявлением разнообразного интрузивного магматизма в узком временном интервале, соответствующем формированию габбро-пикритоидных массивов и габбро-гранитных серий в сопряженной Чарской зоне **[2]**, Калба-Нарымского батолита, а также Таримской крупной изверженной провинции.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 20-35-70076 и 20-05-00346.

[1] *Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарёва А.П., Тян В.Д.* Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.

[2] *Хромых С.В. и др.* Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1648–1667.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 173–175

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ МАНТИИ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ (ПО ДАННЫМ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ)

А.В. Котляров[1, 4], А.В. Яковлев[2, 3], В.А. Симонов[1, 3, 4], В.Ю. Колобов[1]

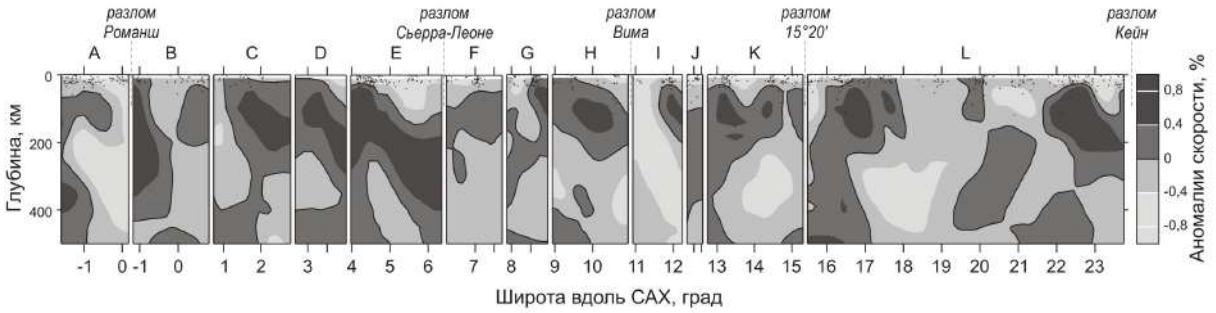
[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
[3] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
[4] Казань, Казанский (Приволжский)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

Активные исследования срединно-океанического хребта и трансформных разломов в северной части Атлантического океана свидетельствуют о том, что в этом районе магматизм проявляется в условиях двух принципиально различных геодинамических обстановок – спрединговой и плюмовой. Распределение петрологических параметров базальтового магматизма вдоль оси рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта (САХ) в интервале 0–80° с.ш. контролируется его тектонической сегментацией крупными трансформными разломами и отражается в геофизических полях **[1, 2]**. В работе Э. Бонатти **[3]** при сравнении структурных особенностей осевой части Атлантики с данными сейсмотомографии выявлено, что крупные разломные зоны с длиной активной части более 200 км сопряжены в пространстве с «холодными» блоками верхней мантии. При сопоставлении различных геолого-геофизических данных вдоль оси САХ с томографическим разрезом мантии, построенном в координатах широта – атрибут *Vp/Vs*, С.Ю. Соколовым для экваториального сегмента Атлантики было показано наличие «холодных» линз мощностью 200–300 км на средней глубине 470 км, по границам которых возникают разломные зоны с большим смещением – Романш, Сан-Паулу, Богданова, Вима **[4, 5]**.

В случае центральной части Атлантического океана с помощью обработки информации о сейсмических событиях с магнитудой не более 3.0–4.0 по данным каталога ISC за период с 1964 по 2017 г. оказалось возможным показать особенности глубинного строения мантии в интервале глубин 100–400 км. Трехмерные сейсмические неоднородности в верхней мантии были выявлены методом сейсмической томографии на основе оригинальной инверсной телесейсмической схемы **[6]**. На региональных томографических сечениях аномалий скоростей *P*-волн между экватором и 40° с.ш. верхняя мантия на глубине до 100 км под осевой частью рифта в целом характеризуется сочетанием сейсмических неоднородностей в виде чередования низкоскоростных и высокоскоростных аномалий, пересекающих под углом осевую зону рифта **[7]**.

На рисунке приведен разрез глубинных структур, ограниченный с юга разломом Романш и с севера разломом Кейн, построенный нами фактически через осевую часть рифтовой долины. Этот участок САХ характеризуется обилием трансформных разломов, самые крупные из них в активной своей части представляют желоба с максимальной амплитудой субширотного смещения. Самую протяженную активную часть имеет разлом Романш (950 км), в котором зафиксирована рекордная для САХ глубина – 7856 м. В районе разлома Романш (сегменты A, B на рисунке) и к северу от разлома Вима (сегмент I) выделяются узкие зоны низкоскоростных аномалий, прослеживающиеся до глубины 400 км. Под осевой частью САХ в интервале C-F выделяется субмеридиональная узкая низкоскоростная аномалия, которая на глубине 100–150 км исчезает, и ниже на разрезе наблюдается обширная и очень интенсивная высокоскоростная аномалия линзовидной формы. В районе 14° с.ш. (K) в интервале 300–500 км находится крупная область с низкими сейсмическими скоростями. Начиная с глубины 250 км она переходит в узкую субвертикальную зону шириной не более 50 км. Далее между разломами 15°20′ и Кейн располагается обширная область низкоскоростных аномалий (L), ограниченная с севера и юга аномалиями с повышенными значениями скорости *P*-волн.

Сопоставление региональной томографической модели аномалий скоростей *P*-волн вдоль САХ с вариациями химического состава базальтового вулканизма и распределением проявле-



Разрез аномалий скоростей *P*-волн вдоль Срединно-Атлантического хребта между экватором и 24° с.ш. Пояснения см. в тексте. Сейсмотомографическая модель построена на основе данных каталога ISC за период 1964–2017 гг.

ний активной гидротермальной деятельности позволяет выделить два типа областей, характеризуемых пониженными сейсмическими скоростями.

К первому типу относятся области, характеризующиеся широким спектром состава вулканических пород – от толеитов типа N-MORB до обогащенных базальтов типа E-MORB – и активной гидротермальной деятельностью с образованием построек со сплошными сульфидными рудами. В обозначенном нами сегменте САХ такая область пониженных скоростей выделена вблизи разлома 15°20′. На разрезе корни низкоскоростной аномалии прослеживаются в верхней мантии до глубины 400 км. Здесь отмечается высокая концентрация проявлений сульфидной минерализации и рудных узлов с активной гидротермальной деятельностью (рудные узлы «Логачев», «Ашадзе»). В работе В.А. Симонова с соавторами было показано, что все параметры магматических систем здесь имеют аномальные значения и это связано, по всей вероятности, с наложением трех глобальных геодинамических процессов: нормального спрединга, притрансформного эффекта и воздействия мантийного плюма **[8]**. Для района Сьерра-Леоне также устанавливается определенное влияние обогащенных магматических систем, значительное количество титана (2.2–5.3 мас. %) установлено в расплавных включениях в хромшпинелидах из троктолитов, кристаллизовавшихся при участии плюмовых расплавов **[9]**.

Второй тип областей с пониженными скоростями установлен под сегментами осевой зоны САХ в интервалах 4–12°, 17–21°, 22–24°. С этими областями ассоциируются проявления толеитовых базальтов типа N-MORB, характеризующиеся слабыми вариациями химического состава. Рудная сульфидная минерализация и активные гидротермы в них также присутствуют, но по масштабам проявления и интенсивности гидротермальной деятельности данные аномальные области значительно уступают областям первого типа.

На основании на модели двухслойной верхнемантийной конвекции **[10]** мы предлагаем следующую схему, объясняющую связь проявлений активной гидротермальной деятельности и базальтового магматизма, относящегося к разным геохимическим типам, с низкоскоростными сейсмическими областями в верхней мантии. Согласно этой схеме, излияния базальтов, обогащенных мантийными компонентами типа E-MORB, приурочены к осевой зоне САХ, где восходящие потоки верхнемантийной конвекции пространственно совпадают с восходящими потоками в астеносферной мантии. На основании этого можно сделать вывод, что во фрагментах срединно-океанических хребтов океанической литосферы, расположенных над восходящими потоками астеносферной конвекции, и особенно в областях их пространственного совпадения со стабильными и долгоживущими потоками мантийной конвекции, создаются наиболее благоприятные условия для зарождения и развития циркуляционных гидротермальных систем.

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН и ИНГГ СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, договора № 14.Y26.31.0029.

[1] *Мазарович А.О.* Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный мир, 2000. 176 с.

[2] *Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Мелсон В.Г., О'Хирн Т.* Плюмовая и спрединговая ассоциации базальтов и их отражение в петрологических и геофизических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 6. С. 457–476.

[3] *Бонатти Э.* Происхождение крупных разломных зон, смещающих Срединно-Атлантический хребет // Геотектоника. 1996. № 6. С. 5–16.

[4] *Соколов С.Ю.* Особенности тектоники Срединно-Атлантического хребта по данным корреляции поверхностных параметров с геодинамическим состоянием верхней мантии // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 4. С. 88–105.
[5] *Соколов С.Ю.* Компоновка обновленной тектонической карты экваториального сегмента Атлантики по данным геофизических полей // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 2. С. 59–75.
[6] *Koulakov I.Yu.* 3D tomographic structure of the upper mantle beneath the central part of Eurasian continent // Geophysical Journal International. 1998. V. 133. P. 467–489.
[7] *Котляров А.В., Колобов В.Ю., Симонов В.А., Яковлев А.В.* Особенности глубинного строения верхней мантии под Срединно-Атлантическим хребтом // LII Тектоническое совещание. Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГИН, МГУ, 2020. Т. 1. С. 340–344.
[8] *Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А.* Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 224 с.
[9] *Симонов В.А., Шарков Е.В., Ковязин С.В.* Петрогенезис Fe-Ti интрузивных комплексов в районе Сьерра-Леоне, Центральная Атлантика // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 521–538.
[10] *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. 409 с.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ ЧУЛЬМАНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА ЗВЕРЕВСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО БЛОКА СТАНОВОГО СТРУКТУРНОГО ШВА

А.Б. Котов[1], С.Д. Великославинский[1], В.П. Ковач[1], Е.В. Толмачева[1], Т.М. Сковитина[2], Е.В. Адамская[1], Б.М. Гороховский[1]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skovit@crust.irk.ru

Становой структурный шов, отделяющий Алданский щит от Центрально-Азиатского складчатого пояса, представляет собой гигантскую зону тектонического меланжа протяженностью порядка 1000 км. Эта зона включает Каларский, Курультинский, Зверевский, Сутамский, Аюмканский и Джугджурский тектонические блоки, сложенные главным образом глубоко метаморфизованными породами алданского гранулито-гнейсового мегакомплекса. В пределах Зверевского блока среди них закартированы многочисленные тектонические пластины и линзы относительно слабометаморфизованных вулканогенных и осадочных пород Чульманского зеленокаменного пояса. Полученные к настоящему времени Sm-Nd изотопно-геохимические данные дают основание полагать, что их формирование связано не с архейским, как это предполагалось ранее, а с раннепротерозойским этапом геологического развития Алданского щита.

Для того чтобы уточнить возраст Чульманского зеленокаменного пояса, выполнены U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования цирконов из биотит-мусковит-эпидот-кварц-плагиоклазовых сланцев Холодниканского тектонического фрагмента этого пояса. Для них получены 118 конкордантных оценок возраста, которые находятся в интервалах 1850–1953 и 2393–2932 млн лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов 1.91, 2.40, 2.46, 2.56, 2.64 и 2.88 млрд лет. Эти данные показывают, что нижняя возрастная граница накопления протолитов биотит-мусковит-эпидот-кварц-плагиоклазовых сланцев составляет около 1.9 млрд лет, а источниками сноса их протолитов послужили породы палеопротерозойского, неоархейского и мезоархейского возраста.

Таким образом, получено еще одно доказательство того, что протолиты метаосадочных пород Чульманского зеленокаменного пояса имеют раннепротерозойский возраст.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00647).

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ КАЙНОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТОККИНСКОЙ И ЧАРСКОЙ ВПАДИН БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

А.Б. Котов[1], Т.М. Сковитина[2], В.П. Ковач[1], И.Н. Бучнев[1], Е.В. Адамская[1], Б.М. Гороховский[1]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, abkotov-spb@mail.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skovit@crust.irk.ru

Токкинская и Чарская впадины восточного фланга Байкальской рифтовой зоны расположены в центральной части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и выполнены главным образом кайнозойскими аркозовыми песками преимущественно перигляциально-озерного и эолового происхождения.

Среди детритовых цирконов из песков Токкинской впадины преобладают цирконы с возрастом около 2.6, 2.9 и 3.0 млрд лет. Источниками цирконов с возрастом около 2.9 и 3.0 млрд лет, скорее всего, послужили породы мезоархейских магматических ассоциаций Чаро-Олекминского геоблока и в том числе тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса. Возможные источники цирконов с возрастом около 2.6 млрд лет в западной части Алданского щита пока еще не установлены. Тем не менее полученные данные позволяют поставить вопрос об интенсивном проявлении в пределах Чаро-Олекминского геоблока процессов формирования или преобразования континентальной коры с возрастом около 2.6 млрд лет.

Детритовые цирконы из песков Чарской впадины по возрасту распадаются на две главных группы – около 260 и 1860 млн лет. Первая оценка возраста (260 млн лет) является неожиданной. На сегодняшний день в качестве возможного источника цирконов с таким возрастом можно рассматривать только предположительно палеозойские гранитоиды ингамакитского комплекса, многочисленные интрузии которых закартированы в юго-западной части Чаро-Олекминского геоблока. Источником цирконов с возрастом около 1860 млн лет могли послужить палеопротерозойские гранитоиды кодарского комплекса, интрузии которых занимают около 30 % площади Чаро-Олекминского геоблока и «окружают» Чарскую впадину.

Исследования выполнены при поддержке РНФ (проект № 19-17-00205).

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 178–180

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ И ВЕНДСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА (ПО НОВЫМ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Б.Б. Кочнев[1, 2]

[1] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, kochnevbb@ipgg.sbras.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Реконструкция хронологии осадконакопления на Енисейском кряже в позднем докембрии актуальна не только для понимания истории тектонического развития этой структуры и прилегающих регионов, но и для решения ряда прикладных задач. В течение ряда десятилетий преобладала точка зрения, что осадочные бассейны, в позднем докембрии располагавшиеся на большей части современной территории Енисейского кряжа, формировались на протяжении всего среднего и позднего рифея и венда, а перерывы в седиментации, обычно отвечавшие основным эпохам гранитообразования и сопутствующих процессов, имели сравнительно небольшую длительность **[12]**. Предложенная позднее террейновая модель строения Енисейского кряжа предполагает независимое развитие позднерифейских осадочных бассейнов в его разных частях **[1]**, что противоречило имевшимся моделям региональной корреляции **[11, 12** и др.**]**. Ниже приведен краткий обзор новых геологических данных, позволяющих существенно скорректировать эти представления.

Известняки дадыктинской свиты, завершающей тунгусикскую серию рифея в восточных районах Енисейского кряжа (Каменская зона, или Восточно-Ангарский террейн), имеют изохронный Pb-Pb возраст 1020±20 млн лет, а Pb-Pb возраст известняков горевской свиты широкинской серии, выделяемой на западе Енисейского кряжа в приустьевой части р. Ангары, равен 1020±70 млн лет **[6]**. Этим датировкам не противоречат минимальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ из этих свит, лежащие в интервале 0.70536–0.70569 **[6]**. Таким образом, верхний возрастной предел для отложений тунгусикской серии составляет около 1 млрд лет, что существенно древнее, чем предполагалось ранее **[12]**. Известняки дашкинской свиты ослянской серии, перекрывающие дадыктинскую свиту, пока не охарактеризованы прямыми датировками, однако минимальные значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в них близки к приведенным выше в подстилающих толщах – 0.7051–0.7056 **[11]**. С учетом того, что широкинская серия зачастую рассматривается как возрастной аналог ослянской **[11, 13]**, формирование отложений, традиционно относящихся к рифею, завершилось как на западе, так и на востоке заангарской части Енисейского кряжа не позднее 950–1000 млн лет назад. При этом минимальный возраст обломочных цирконов из погорюйской свиты сухопитской серии, подстилающей тунгусикскую, составляет около 1100 млн лет **[10]**. Таким образом, накопление большей части рифейских отложений в этой части Сибирской платформы заняло относительно короткий (не более 100–150 млн лет) промежуток времени, охватывающий конец среднего – начало позднего рифея. Исключение составляют вулканогенно-осадочные толщи позднего рифея Исаковского и Предивинского террейнов, где седиментация происходила независимо от кратона в обстановках активной континентальной окраины **[1]**.

Возобновление осадконакопления произошло лишь после длительного перерыва, который по своим возрастным ограничениям отвечает максимуму аккреционно-коллизионных событий, сопровождавшихся интенсивным гранитообразованием в интервале 880–760 млн лет **[1]**. Наиболее ранние прямые U-Pb и Ar-Ar датировки 780–750 млн лет относятся к вулканогенно-осадочным последовательностям Рыбинско-Панимбинского пояса в центральных и Верхневороговского прогиба в северных районах Енисейского кряжа **[7, 8]**. Предполагается, что в этих структурах осадконакопление, сопровождавшееся бимодальным магматизмом, было приурочено к относительно узким рифтогенным прогибам. Бассейны подобного типа формировались на Енисейском кряже и в более позднее время – 720–700 млн лет **[8]**, в некоторых случаях про-

должая развиваться и позднее, в конце рифея и в венде. Так, в Тейско-Чапском прогибе залегающая с глубоким размывом на подстилающих толщах чингасанская серия, согласно Rb-Sr датировкам, имеет в средней части возраст 695±20 млн лет **[9]**, что аналогично минимальному U-Pb возрасту обломочных цирконов 696±4 млн лет из коррелируемых с ней ледниковых отложений, развитых в верхнем течении р. Вороговка **[15]**.

Осадконакопление в венде (640–530 млн лет) в тех или иных районах Енисейского кряжа возобновилось в различное время. Раньше всего сформировались отложения нижней части чапской серии, откуда из известняков получены типичные для раннего венда значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.7076 **[9]**. Ранее сопоставляемые с ними **[1]** отложения чистяковской свиты (средняя часть тасеевской серии) юга Енисейского кряжа охарактеризованы высокоамплитудной С-изотопной негативной аномалией в осадочных карбонатах, которая сопоставляется с аналогичным событием во внутренних районах платформы и вдоль ее южной периферии, а также со среднеэдиакарским глобальным С-изотопным событием Шурам-Вонока и датируется в интервале 567–575 млн лет **[5]**. Вороговская серия северо-запада Енисейского кряжа начала формироваться не древнее 570–580 млн лет, что подтверждается изохронными Pb-Pb датировками, данными по изотопному составу углерода и стронция в известняках и минимальным возрастом обломочных цирконов **[2, 4]**. А в отдельных районах севера и запада Енисейского кряжа осадконакопление началось лишь в самом конце венда (немакит-далдынский региоярус), на что указывают биостратиграфические данные **[3]**.

Приведенные данные о возрасте позднедокембрийских отложений Енисейского кряжа в предлагаемой интерпретации хорошо согласуются с построениями по другим регионам Сибирской платформы. Формирование рифейских отложений на Туруханском поднятии и в Учуро-Майском регионе, согласно Pb-Pb датировкам и данным изотопной хемостратиграфии, завершилось вблизи рубежа 1 млрд лет и возобновилось лишь в позднем венде. Еще более длительный, до 500 млн лет и более, перерыв в седиментации между рифеем и вендом фиксируется в ряде разрезов внутренних районов, а также на севере Сибирской платформы **[6]**. Обстановки растяжения, датируемые в интервале 750–710 млн лет, которые принято связывать с распадом суперконтинента Родиния, а также связанные с ними рифтогенные прогибы прослеживаются вдоль всей западной окраины Сибирского кратона – от Южного Прибайкалья **[14]** до Игарского поднятия (см. Кочнев и др. в данном сборнике). В отличие от других частей Сибирской платформы, более контрастное строение разрезов венда обусловлено сложной тектонической историей ее современной юго-западной периферии.

Работа выполнена в рамках базового проекта НИР 0331-2019-0002 и при поддержке РФФИ (проекты № 18-35-20025 и 20-05-00101).

[1] *Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М,Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В.* Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 63–90.

[2] *Вишневская И.А., Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И., Маслов А.В., Благовидов В.В., Метелкин Д.В., Прияткина Н.С.* Вороговская серия венда Енисейского кряжа: хемостратиграфия и данные U-Pb датирования детритовых цирконов // ДАН. 2017. Т. 476. № 3. С. 311–315.

[3] *Кочнев Б.Б., Карлова Г.А.* Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 28–41.

[4] *Кочнев Б.Б., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г., Ситкина Д.Р., Смирнова Д.Б.* С- и Sr-изотопная хемостратиграфия и Pb-Pb возраст карбонатных отложений вороговской серии (неопротерозой), северо-запад Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 97–112.

[5] *Кочнев Б.Б., Прошенкин А.И., Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф.* Тасеевская серия венда юго-западной окраины Сибирской платформы: изотопно-геохимические и геохронологические данные, возраст и корреляция // Геология и геофизика. 2020 (в печати). doi:10.15372/GiG2019142.

[6] *Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Васильева И.М., Овчинникова Г.В.* Верхний рифей Енисейского кряжа: Sr-хемостратиграфия и Pb-Pb возраст известняков тунгусикской и широкинской серий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 46–62.

[7] *Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А.* Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 158–181.

[8] *Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В.* Поздненеопротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрохимический состав, возраст и условия образования // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 58–71.

[9] *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.

[10] *Прияткина Н.С., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Шацилло А.В., Худолей А.К., Романюк Т.В., Маслов А.В.* Погорюйская свита протерозоя Енисейского кряжа: возраст и источники сноса по данным изотопного U-Pb датирования обломочных цирконов // ДАН. 2019. Т. 484. № 2. С. 195–199.

[11] *Хабаров Е.М., Вараксина И.В.* Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1173–1198.

[12] *Хоментовский В.В.* Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 9. С. 921–933.

[13] *Шенфиль В.Ю., Морякин В.Б.* Корреляция верхнерифейских отложений вкрест структуры Енисейского кряжа в бассейне реки Большой Пит // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее обрамление. Новосибирск: ОИГГиМ СО АН СССР, 1991. С. 45–64.

[14] *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 connections with Laurentia // Precambrian Research. 2006. V. 147. P. 260–278.

[15] *Rud'ko S., Kuznetsov N., Shatsillo A., Rud'ko D., Malyshev S., Dubensky A., Sheshukov S., Kanygina N., Romanyuk T.* Sturtian glaciacion in Siberia: Evidence of glacial origin and U-Pb dating of the diamictites of the Chivida Formation in the north of the Yenisei Ridge // Precambrian Research. 2020. V. 345. 105778.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 181–183

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ БАССЕЙН НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДАТИРОВАНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ)

Б.Б. Кочнев[1, 2], А.К. Худолей[3], С.Э. Дюфрейн[4], В.В. Марусин[1, 2], Н.С. Прияткина[3]

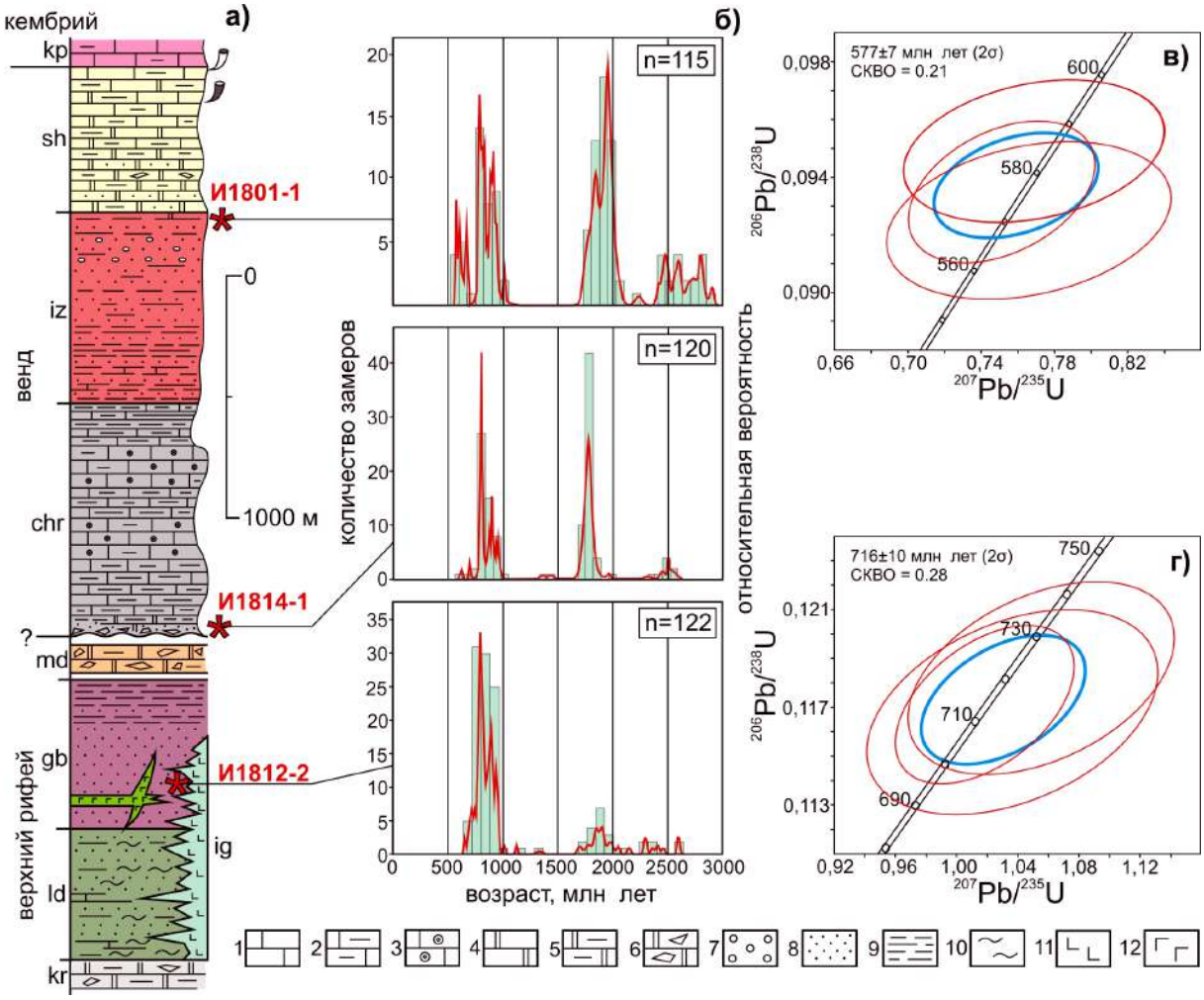
[1] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, kochnevbb@ipgg.sbras.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
[3] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, a.khudoley@spbu.ru
[4] Edmonton, Canada, Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, dufrane@ualberta.ca

Докембрийские отложения Игарского поднятия, расположенного на современной северо-западной окраине Сибирского кратона, существенно отличаются по строению и составу от докембрийских образований смежных регионов. В частности, наряду с разнообразными терригенными и карбонатными толщами, здесь широко развиты гипабиссальные тела и вулканические толщи основного и среднего состава. Однако из-за практического отсутствия биостратиграфических данных и кондиционных геохронологических определений до сих пор остается неясным возраст магматических комплексов и вмещающих их осадочных толщ **[4]**. В свою очередь, это затрудняет реконструкцию докембрийской тектонической истории всей западной окраины Сибирского кратона.

В разрезе докембрия Игарского поднятия ниже палеонтологически охарактеризованных отложений кембрия выделяются как минимум два крупных структурных этажа, разделенных перерывом в осадконакоплении **[2, 4]**. Верхний включает (сверху вниз) преимущественно карбонатную сухарихинскую свиту (600 м), излучинскую свиту (800 м), сложенную красноцветными терригенными породами, и чернореченскую свиту (800 м), представленную известняками. Все указанные свиты связаны между собой постепенными переходами. В нижнем структурном этаже, который существенно сильнее деформирован, выделяется красноцветная терригенная губинская свита (более 500 м), содержащая силлы, дайки и покровы основного состава, и подстилающая ее лудовская свита (свыше 300 м), сложенная переслаиванием кварцитов, сланцев, эффузивов и известняков. Возрастным и фациальным аналогом лудовской и губинской свит считается игарская толща мощностью свыше 1100 м, представленная зеленокаменно-измененными вулканогенно-осадочными породами. Кроме того, в поле распространения нижнего комплекса выделяются доломитовые медвежьинская и корабликовская толщи, возраст и соотношение которых с другими толщами дискуссионны **[4]**.

На данном этапе исследований нами было проведено U-Pb датирование обломочных цирконов из грубообломочных пород с трех стратиграфических уровней, отвечающих различным этапам формирования осадочного бассейна: из кровли излучинской свиты (обр. И1801; N67.2084, E87.3619), из подошвы чернореченской свиты (обр. И1814-1; N67.1677, E86.7105) и из средней части губинской свиты (обр. И1812-2; N67.1802, E86.5798). U-Pb датирование проводилось в Университете Эдмонтона (Канада) методом LA-ICP-MS, в каждой пробе датировалось по 130 зерен, для последующей статистической обработки использовались значения возраста с D<10 %, не требующие поправок на нерадиогенный свинец. Возраст моложе 1 млрд лет рассчитывался по отношению $^{206}Pb/^{238}Pb$, древнее 1 млрд лет – по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$.

Во всех изученных образцах для цирконов получены в основном конкордантные значения возраста (n=115…122). Среди позднеархейских и раннепротерозойских зерен преобладают типичные для фундамента Сибирского кратона значения в интервалах 2.4–2.9 и 1.7–1.9 млрд лет, при этом количество таких древних зерен существенно возрастает вверх по разрезу (рисунок). Песчаники верхней части излучинской свиты содержат 43 циркона с возрастом менее 1000 млн лет, среди которых выделяются пики 910, 783, 675 и 577 млн лет. Конкордантный возраст самого молодого кластера из трех зерен 577±7 млн лет достаточно близок к оценкам



Литологическая колонка и геохронологические данные из докембрийских отложений Игарского поднятия. *а* – литологическая колонка: *1* – известняки; *2* – глинистые известняки; *3* – оолитовые известняки; *4* – доломиты; *5* – глинистые доломиты; *6* – обломочные и брекчированные доломиты; *7* – гравелиты; *8* – песчаники; *9* – алевролиты и аргиллиты; *10* – глинистые сланцы; *11* – силлы, покровы и дайки основного состава; *12* – игарский вулканогенно-осадочный комплекс. Индексы свит: kp – краснопорожская, sh – сухарихинская, iz – излучинская, chr – чернореченская, md – медвежьинская, gb – губинская, ld – лудовская, kr – корабликовская. Цвета в колонке примерно соответствуют преобладающим реальным окраскам пород; *б* – графики относительной вероятности распределения возрастов; *в* – фрагмент графика с конкордией для кластера из трех наиболее молодых цирконов из образца И1801-1; *г* – то же для образца И1812-2.

возраста отложений 540–550 млн лет по биостратиграфическим данным **[5]**. В конгломератах основания чернореченской свиты среди неопротерозойских датировок резко преобладают значения возраста в интервале 800–900 млн лет; единичные определения 625±18, 694±15 и 702±19 млн лет не позволяют надежно ограничить минимальный возраст осадконакопления. Наиболее интересны данные по песчаникам губинской свиты, где в преобладающей (92 зерна) неопротерозойской популяции, наряду с доминирующими, как и в предыдущем образце, пиками около 800 и 900 млн лет, обособляется наиболее молодой кластер из четырех зерен с конкордантным возрастом 716±10 млн лет, который ограничивает максимальный возраст губинской свиты. Возраст встречающихся в разрезах губинской свиты магматических комплексов основного состава, таким образом, оказывается моложе этого значения. С учетом имеющихся геологических данных **[1]**, датировка 716±10 млн лет будет определять также и максимальный возраст игарского вулканического комплекса.

Ближайшими возрастными аналогами этих неопротерозойских вулканогенно-осадочных толщ на западной окраине Сибирского кратона можно считать орловскую и верхневороговскую серии Енисейского кряжа, возраст которых, согласно U-Pb и K-Ar датировкам, лежит в доста-

точно близком к нашим датировкам интервале 700–780 млн лет **[3]**. Эти серии, по всей видимости, выполняли относительно узкие грабенообразные прогибы, вулканическая активность в которых носила бимодальный характер и часто сопровождалась гранитоидным магматизмом близкого возраста. Петрохимические и изотопные характеристики магматических пород указывают на их внутриплитное происхождение и позволяют связывать их с обстановками растяжения, которые маркируют распад докембрийского суперконтинента Родиния **[3]**.

Особенностью позднедокембрийских вулканогенно-осадочных толщ Игарского поднятия, в отличие от Енисейского кряжа, является отсутствие в современном эрозионном срезе близковозрастных магматических пород кислого состава. При этом в составе обломочных пород лудовской и губинской свит, вмещающих тела базитов и одновозрастных с игарским вулканическим комплексом, преобладает высокозрелый кварцевый материал, источником которого могли являться либо породы фундамента, либо более древние рифейские отложения пассивной окраины палеоконтинента. Деформированными фрагментами последних могут являться карбонатные отложения корабликовской и медвежьинской свит, а также кварциты в низовьях р. Черной, которые ранее сравнивались с безымянской свитой, лежащей в основании разреза рифея расположенного южнее Туруханского поднятия **[2]**. И наконец, относительно молодой максимальный возраст губинских песчаников позволяет исключить предполагавшийся ранее по микрофитолитам среднерифейский возраст перекрывающих известняков чернореченской свиты, перерыв в основании которых с большой долей вероятности будет отвечать региональному несогласию в подошве венда.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00101).

[1] *Гелецян Г.Г.* Вулканогенно-осадочный литогенез рифейских отложений Игарско-Туруханского района. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1974. 138 с.

[2] *Козлов Г.В., Александров В.С., Аксенова Л.А. и др.* Опорные разрезы верхнедокембрийских осадочных и вулканогенно-осадочных толщ северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1992. Т. 1. 120 с.; Т. 2. 97 с.

[3] *Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В.* Поздненеопротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрохимический состав, возраст и условия образования // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 58–71.

[4] Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Ред. А.Э. Конторович. Новосибирск: Гео, 2005. 428 с.

[5] *Marusin V.V., Kochnev B.B., Karlova G.A., Nagovitsin K.E.* Resolving Terrenuvian stratigraphy in subtidal-intertidal carbonates: palaeontological and chemostratigraphical evidence from the Turukhansk Uplift, Siberian Platform // Lethaia. 2019. V. 52. P. 464–485.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 184–185

Sr-ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТОВ ХОХЮРТОВСКОЙ СВИТЫ, ДЖИДИНСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ: РИФЕЙ И КЕМБРИЙ?

А.Б. Кузнецов[1], Л.И. Ветлужских[2], М.С. Скрипников[2]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
[2] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

Джидинский синклинорий является одной из крупных структурно-формационных зон Центрально-Азиатского складчатого пояса. Он расположен между Тувино-Монгольским и Хамардабанским микроконтинентами. Синклинорий сложен карбонатными, песчано-алевритовыми флишоидами, вулканитами основного состава и интрузиями ультрабазитов. Среди базальтов выделяются несколько серий – срединно-океанические, островодужные и субщелочные внутриплитно-океанические **[1]**. Перечисленные комплексы в северо-восточной части прорваны раннепалеозойскими гранитоидами. Вулканогенно-осадочные, базальтовые и офиолитовые формации предполагают развитие здесь в прошлом океанического бассейна как составной части Палеоазиатского океана.

В географическом плане синклинорий расположен в Юго-Западном Забайкалье в долине рек Джида и Нуд-Дархинтуй и в Северной Монголии в бассейне рек Эйгин-Гол и Ури-гол. В строении синклинория выделяется несколько тектонических пластин, границы между которыми маркируются зонами меланжа, массивами гипербазитов и разломами. Возраст большинства комплексов пород пока точно не установлен. Наиболее достоверными могут считаться находки археоциат раннекембрийского возраста **[2]**. На основании этих находок вулканогенно-кремнисто-карбонатная формация, объединяемая в хохюртовскую свиту, стала рассматриваться как раннекембрийская.

Хохюртовская свита развита в пределах Джидинского синклинория в виде полос северо-западного простирания шириной до 20 км. Породы представлены эффузивами, преимущественно базальтами, андезибазальтами, риодацитами и риолитами, карбонатами, туфами среднего состава и туффитами. Полный разрез этих отложений описан И.Л. Васильевым по левобережью р. Хасуртый, правого притока р. Джида. Наиболее представительной является часть этого разреза в междуречье Джидот и Убур-Инкур, сложенная базальтовыми пиллоу-лавами, темно-зелеными андезибазальтами, миндалекаменными базальтами и туфоконгломератами. Отложения свиты были включены в состав структурно-вещественного комплекса пород джидинской зрелой энсиматической островной дуги, а восточная полоса развития хохюртовской свиты, по мнению предшественников **[4]**, отнесена к комплексу гайота (хасуртинская толща, которая представлена толеитовыми базальтами, субщелочными вулканитами и доломитами с подчиненными слоями известняков и кварцитов). Отложения хохюртовской свиты прорваны гранитоидами джидинского комплекса, абсолютный возраст которого (U-Pb метод) 504–506 млн лет **[3]**.

Впервые остатки археоциат были обнаружены М.В. Бесовой в 1932 г. в блоках известняков среди туфовых отложений хохюртовской свиты в верховьях руч. Мырген-Шено (правый приток р. Джида). В дальнейшем различными авторами были повторены сборы археоциат, а в начале XXI в. по левобережью Джиды (район пади Юхта) среди отложений хохюртовской свиты Л.И. Ветлужских была сделана находка трилобита **[5]**. На основании находок археоциат и трилобитов возраст хохюртовской свиты стал определяться как ранний – средний кембрий.

Возраст морских карбонатных пород может быть уточнен с помощью метода стронциевой изотопной стратиграфии, которая в последние годы широко используется для получения достоверных данных о времени и среде накопления первичных карбонатных осадков **[6]**.

Карбонатные породы хохюртовской свиты были отобраны в бассейне р. Хасуртый и долине р. Дундо-Гол. В первом разрезе карбонатные породы имели светло-серую окраску и полосчатые текстуры, характерные для строматолитовых или водорослевых образований. В разрезе Дундо-Гол карбонатные породы имели преимущественно темно-серую окраску и содержали окремненные остатки биопроблематики кубковидной формы (археоциаты?).

В отобранных образцах (около 30 шт.) были определены содержания Ca, Mg, Mn, Fe и Sr. Большинство изученных образцов представлены известковистыми доломитами (Mg/Ca=0.32–0.52), и лишь три образца оказались чистыми известняками (Mg/Ca=0.01). Содержания Mn и Fe в известковистых доломитах были очень высокие, от 180 до 4200 и от 120 до 5500 мкг/г соответственно. Содержание Mn и Fe в известняках понижается до 170–205 и 850–2200 мкг/г соответственно. Концентрация Sr в известковистых доломитах невысокая – 13–130 мкг/г, тогда как в известняках повышается до экстремально высоких значений – 480–2500 мкг/г.

Измеренные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известковистых доломитах заключены в широких пределах – 0.7073–0.7085. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в двух образцах известняков на р. Хасуртый составляют 0.7062–0.7064, а в одном образце по р. Дундо-Гол – 0.7084. Все образцы известняков удовлетворяют строгим геохимическим критериям отбора материала для хемостратиграфической реконструкции в докембрийских и палеозойских известняках **[6, 7]**.

Сопоставление значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в «неизмененных» известняках с кривой вариаций отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ использовано для уточнения возраста карбонатных отложений хохюртовской свиты. Полученные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках в разрезе на р. Хасуртый показывают, что эти осадки образовались в позднерифейское время в интервале 800–700 млн лет назад **[7]**. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках Дундо-Гол предполагает накопление осадков в раннем кембрии, что совпадает с находками археоциат и трилобитов **[2, 5]** и согласуется с возрастом прорывающих позднекембрийских гранитов **[3]**.

Таким образом, Sr-хемостратиграфические данные указывают на то, что в составе хохюртовской свиты присутствуют два разновозрастных комплекса карбонатных пород – позднерифейский и раннекембрийский. Этот вывод расширяет наши представления об истории развития Джидинского палеобассейна. На океанической стадии, помимо заложения спрединговых зон и излияния базальтов, в отдельных частях палеобассейна существовали мелководья или островные палеоподнятия, на которых отлагались карбонатные осадки. Наличие островодужных базальтов вблизи рифейских карбонатных отложений может косвенно указывать на то, что возраст островодужной стадии был позднерифейский, а не вендский, как считалось ранее. Последующее сокращение размера палеобассейна и его обмеление продолжились в раннем кембрии и сопровождались накоплением кремнистых и мелководных карбонатных осадков вблизи палеоподнятий.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00986).

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

[2] *Беличенко В.Г.* О новых находках фауны археоциат в верховьях р. Джиды (Южное Прибайкалье) // ДАН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1433–1436.

[3] *Гордиенко И.В., Гороховский Д.В., Ковач В.П., Гороховский Д.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З., Загорная Н.Ю., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.* Вещественный состав, U-Pb изотопный возраст и геодинамическая позиция островодужных габброидов и гранитоидов Джидинской зоны Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 8. С. 956–962.

[4] *Гордиенко И.В., Филимонов А.В.* Джидинская зона Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 3. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. Т. 1. С. 63–66.

[5] *Ветлужских Л.И.* Трилобиты и биостратиграфия кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области: Дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2011. 202 с.

[6] *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.

[7] *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.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 186–188

Sr-C-O ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД КАМОВСКОЙ СЕРИИ (БАЙКИТСКОЕ ПОДНЯТИЕ): ВКЛАД В ХЕМОСТРАТИГРАФИЮ

А.Б. Кузнецов, И.М. Горохов, А.Ю. Крамчанинов, Г.В. Константинова

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, antonbor9@mail.ru

Био(хемо)генные карбонатные породы в последние годы широко используются в качестве материала для получения достоверных хемостратиграфических данных о времени и среде накопления первичных карбонатных осадков **[1]**. Однако эти исследования для многих объектов со сложной геотектонической историей тормозятся трудностью учета эпигенетических изменений этих пород и отсутствием для них единых критериев сохранности Rb-Sr и C-изотопных систем. Одним из таких объектов является Байкитское поднятие, геохронологическое и хемостратиграфическое изучение пород которого имеет большое значение как для понимания геологической летописи протерозоя Сибирской платформы, так и для перспектив разработки месторождений углеводородов **[2, 3]**. Представленное исследование развивает пионерские C- и Sr-хемостратиграфические работы, сделанные в середине 1990-х и начале 2000-х годов (см. обзор **[3]**).

Байкитское поднятие (антеклиза) расположено на юго-западе Сибирской платформы в бассейне р. Подкаменная Тунгуска и рассматривается как крупная нефтегазоносная структура, в которой продуктивными являются отложения рифея. В строении поднятия выделяются породы раннедокембрийского кристаллического фундамента и платформенный осадочный чехол, в котором рифейско-вендские образования слагают нижний структурный ярус. Породы верхнепротерозойской части чехла на поверхности не обнажены и вскрыты лишь многочисленными скважинами на глубинах 2–4 км **[3]**.

Рифейский разрез Байкитского поднятия сложен мощными карбонатными толщами (200–600 м) преимущественно доломитового состава и несколькими терригенными пачками (100–200 м), объединенными в составе камовской серии, общей мощностью около 3.5 км. Внутренняя структура Байкитского поднятия блоковая, обусловлена двумя главными системами разломов – северо-западного и северо-восточного простирания. Вертикальная амплитуда блоковых подвижек измеряется сотнями метров и даже первыми километрами. Все толщи в предвендское время подверглись интенсивным вторичным преобразованиям (выщелачиванию и окремнению), которые имели длительный и многостадийный характер и происходили в периоды тектонических дислокаций и региональных перерывов. Петрографическое и катодолюминесцентное изучение подтверждает высокую степень вторичной перекристаллизации карбонатных пород – увеличение размерности кристаллов доломита, образование стилолитовых швов, развитие пустот выщелачивания. Яркое катодолюминесцентное свечение кристаллов доломита и зональность карбонатных генераций свидетельствуют о перекристаллизации доломитов при участии значительных объемов эпигенетических растворов.

Представления о возрасте рифейского чехла Байкитского поднятия до сих пор дискуссионны. Одни исследователи считали камовскую серию исключительно позднерифейской (неопротерозойской) с возрастом менее 1060–1100 млн лет **[2]**, другие – преимущественно мезопротерозойской (ранне- и среднерифейской) **[3, 4]**.

Образцы карбонатных пород для изотопно-хемостратиграфического изучения отобраны из нескольких скважин на площади Куюмбинского месторождения и представляют 7 из 12 рифейских свит, выделенных в составе камовской серии (снизу вверх: мадринская, юрубченская, долгоктинская, куюмбинская, рассолкинская, вингольдинская и ирэмэкэнская). Подавляющая часть изученных образцов сложена доломитами, лишь несколько образцов из нижней части мадринской свиты представляют собой известняки.

Концентрации Ca, Mg, Mn, Fe и Sr и изотопный состав C и O определены в 122 образцах карбонатных пород. Значения $\delta^{18}O$ в доломитах заключены в пределах от –7.6 до –2.2 ‰, а в известняках – от –8.0 до –5.8 ‰. Среднее значение $\delta^{18}O$ в известняках ниже, чем в доломитах:

–7.0 ‰ против –4.7 ‰. Величины $\delta^{13}C$ в известняках мадринской свиты лежат в интервале от –2.5 до +1.3 ‰, в доломитах этой свиты от –1.6 до +1.4 ‰. В доломитах всех изученных вышележащих свит значения $\delta^{13}C$ составляют: в юрубченской от +0.1 до +1.7 ‰, в долгоктинской (с одним исключением) от –2.3 до –1.5 ‰, в куюмбинской от –0.9 до +2.0 ‰, в рассолкинской от –1.7 до –0.7 ‰, в вингольдинской от –0.1 до +1.9 ‰, в ирэмэкэнской от –1.4 до +0.4 ‰.

Изучение Rb-Sr систематики пород камовской серии проводилось в два этапа. На первом их них изотопный состав Sr был определен в 50 образцах карбонатных пород с применением однократного предварительного растворения (выщелачивания) в 0.1N растворе CH_3COOH. Измеренные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьировались в доломитах от 0.70537 до 0.71824, в известняках – от 0.70533 до 0.70806. Высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, как и более низкие значения $\delta^{18}O$, наблюдались в образцах с повышенной долей терригенной примеси. Большинство образцов с минимальными значениями измеренного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ выделялись среди прочих образцов соответствующих карбонатных пачек сохранными первично-осадочными текстурами, низкой долей силикатной примеси и пониженными отношениями Mn/Sr и Fe/Sr. Все эти образцы использовались для дальнейшего изучения Rb-Sr систематики на следующем этапе.

На втором этапе измельченные образцы доломитов обрабатывались 0.2N CH_3COOH в объемах, вычисленных таким образом, чтобы последовательно растворить около одной трети (фракция L1) и затем еще одну треть (фракция L2) карбонатного материала. Изотопный состав Sr и содержания Rb и Sr определяли в аликвотных частях фракций L1 и L2. Таким образом, для каждого изученного на втором этапе образца выполнялись химическое выделение и изотопный анализ двух Rb-содержащих и четырех Sr-содержащих фракций. Эта усовершенствованная методика двухступенчатого растворения была успешно апробирована на венд-рифейских доломитах Анабарского поднятия **[5]**.

Измеренные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, полученные во фракциях L2 в результате применения методики двухступенчатого растворения, оказались ниже полученных однократным выщелачиванием для всех изученных свит. Для известняка мадринской свиты двухступенчатое выщелачивание привело во фракции L2 к значению 0.70490 (результат однократного выщелачивания – 0.70533), для доломитов юрубченской свиты – к значениям 0.70495–0.70503 (однократное выщелачивание 0.70562–0.70617), долгоктинской – 0.70523 (0.70615), куюмбинской – 0.70580 (0.70634), рассолкинской – 0.70578 (0.70644), вингольдинской – 0.70493–0.70545 (0.70550–0.70615) и ирэмэкэнской – 0.70502–0.70550 (0.70576–0.70581). Полученные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ во фракциях L2 рассматриваются нами как Sr-изотопные характеристики, наиболее близкие к характеристикам первичных карбонатных осадков для каждой соответствующей свиты.

Величины $\delta^{18}O$ во всех изученных образцах лежат в диапазоне, свойственном наименее измененным морским карбонатным породам докембрия (выше –10 ‰), позволяя считать, что значения $\delta^{13}C$ в рифейских карбонатных породах Куюмбинской площади не претерпели существенных эпигенетических изменений и могут быть использованы для проведения С-хемостратиграфических корреляций. Вполне вероятно, что то же самое относится к величинам первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, вычисленным на основании значений, полученных методом двухступенчатого растворения, в предположении возраста камовской серии 1500 млн лет (0.70448–0.70544) или 1200 млн лет (0.70457–0.70545). Оба эти интервала вместе с диапазоном вариаций изотопного состава углерода попадают в диапазоны, свойственные океану раннего рифея ($^{87}Sr/^{86}Sr$=0.70460–0.70494 и $\delta^{13}C$=0±2 ‰) **[6, 7]**.

Учитывая постоянство первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и низкие околонулевые значения $\delta^{13}C$ по всему разрезу, нельзя исключить возможность раннерифейского возраста для всех свит, слагающих камовскую серию. На это может указывать недавно полученный модельный Rb-Sr возраст глауконитов долгоктинской свиты, предполагающий, что время раннего диагенеза осадков нижней части камовской серии древнее 1340–1400 млн лет **[8]**. Во всяком случае, значения первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ для доломитов камовской серии, полученные в результате применения метода двухступенчатого растворения, существенно отличаются от значений (0.70540–0.70590) в верхнерифейских карбонатных породах Енисейского кряжа **[9]**, с которыми они коррелировались ранее **[2]**.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00137).

[1] *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.

[2] *Краевский Б.Г., Пустыльников А.М., Кринин В.А., Краевская М.К., Леднева Е.А.* Новые данные по стратиграфии рифейских отложений Байкитской антеклизы // Геология и геофизика. 1991. Т. 32. № 6. С. 103–110.

[3] *Хабаров Е.М., Вараксина И.В.* Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1173–1198.

[4] *Наговицин К.Е., Станевич А.М., Корнилова Т.А.* Стратиграфическое положение и возраст высокоорганизованных биот с Tappania в Сибири // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 11. С. 1531–1538.

[5] *Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Липенков Г.В., Дубинина Е.О., Бигун И.В.* Карбонатные породы пограничных рифей-вендских отложений Анабарского поднятия: изотопная ($^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) систематика и хемостратиграфические следствия // ДАН. 2018. Т. 482. № 4. С. 434–438.

[6] *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.

[7] *Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Васильева И.М., Ризванова Н.Г., Липенков Г.В., Дубинина Е.О.* Раннерифейская билляхская серия Анабарского поднятия (Северная Сибирь): изотопная C-O геохимия и Pb-Pb возраст доломитов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 19–35.

[8] *Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Иванова Н.А., Масленников М.А., Пустыльникова В.В., Турченко Т.Л., Наговицин К.Е.* Rb-Sr возраст рифейских глауконитов камовской серии, Байкитская антеклиза Сибирской платформы // ДАН. 2019. Т. 488. № 1. С. 595–600.

[9] *Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Васильева И.М., Овчинникова Г.В.* Верхний рифей Енисейского кряжа: Sr-хемостратиграфия и Pb-Pb возраст известняков тунгусикской и широкинской серий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 46–62.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 189–192

О ВРЕМЕНИ И УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ КЕРЕЦКОГО ГРАБЕНА РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ БЕЛОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ТЕРСКОЙ СВИТЫ

Н.Б. Кузнецов[1], А.С. Балуев[1], Е.Н. Терехов[1], С.Ю. Колодяжный[1], Е.С. Пржиялговский[1], Т.В. Романюк[2], А.А. Колесникова[1], А.С. Дубенский[1, 3], В.С. Шешуков[1], С.М. Ляпунов[1]

[1] Москва, Геологический институт РАН
[2] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
[3] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

В рельефе кристаллического фундамента северо-востока Восточно-Европейской платформы (ВЕП) существует система палеорифтов, получившая название рифтовой системы Белого моря (РСБМ) **[3]**. Большая часть РСБМ перекрыта венд-палеозойским платформенным чехлом (Мезенская синеклиза) и водами Белого и Баренцева морей. Синрифтовый комплекс терригенных и вулканогенно-осадочных образований рифей-вендского возраста, выполняющий палеорифты РСБМ, обнажен только на Терском берегу (южный край Кольского полуострова) и

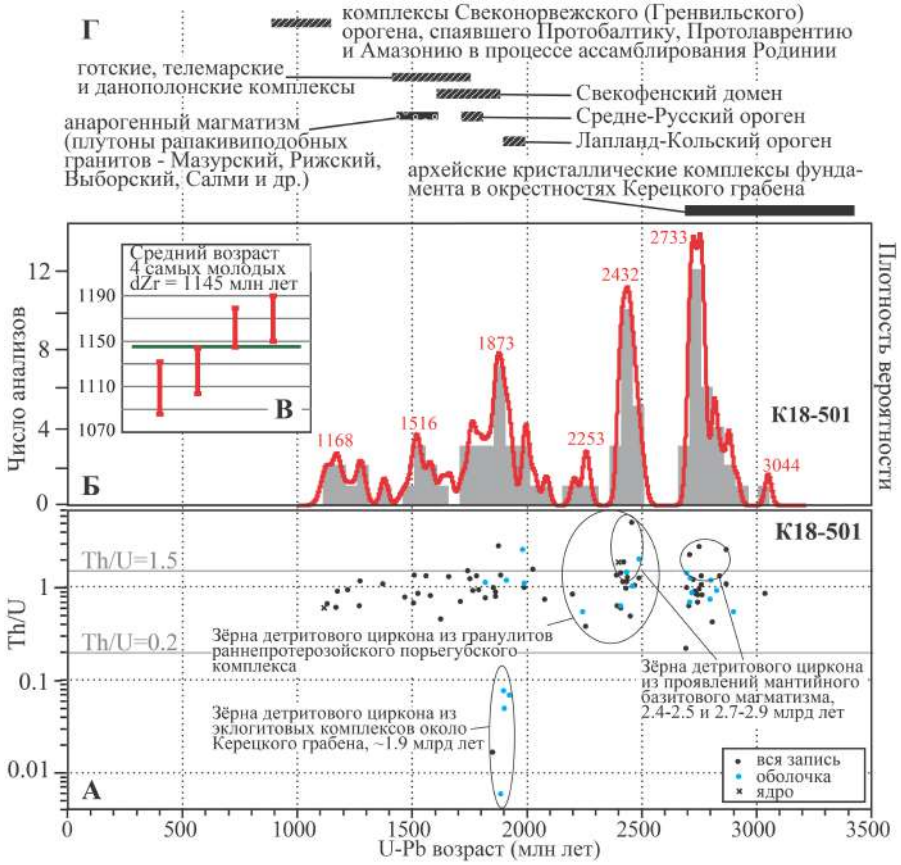


Рис. 1. Результаты изучения зерен детритового циркона из терской свиты. *А* – диаграмма «Th/U *vs* U-Pb возраст» для изученных зерен детритового циркона из пробы К18-501. *Б* – гистограмма (серые прямоугольники) и КПВ (красная линия), иллюстрирующие распределение U-Pb изотопных возрастов зерен обломочного циркона из пробы К18-501. *В* – определение среднего возраста 1145±20 млн лет по четырем наиболее молодым U-Pb датировкам обломочных цирконов из пробы К18-501 (вероятность 0.11 %). *Г* – сводка известных возрастов кристаллических комплексов фундамента северной части ВЕП.

п-овах Среднем и Рыбачьем. Эти образования вскрыты солозерскими скважинами в Онежском грабене и скважиной Средненяфтинской № 21 в Усть-Мезенском грабене **[4]**, поэтому, несмотря на более чем полувековую историю изучения РСБМ, сценарий ее геодинамической эволюции, и прежде всего – время заложения отдельных грабенов, а также внутреннее строение и корреляция выполняющих грабены комплексов, остаются предметом дискуссий.

На Терском берегу обнажено выполнение Керецкого грабена. Здесь его можно наблюдать на протяжении ~300 км: от мыса Турий на СЗ до р. Русинга на ЮВ. Это толща преимущественно терригенных красноцветных пород, выделяемая как терская свита, возраст которой соответствует нижней возрастной границе накопления синрифтовых образований Керецкого грабена.

Мы представляем результаты U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона (***dZr***) (рис. 1), извлеченных из пробы (К18-501), отобранной из терригенных пород терской

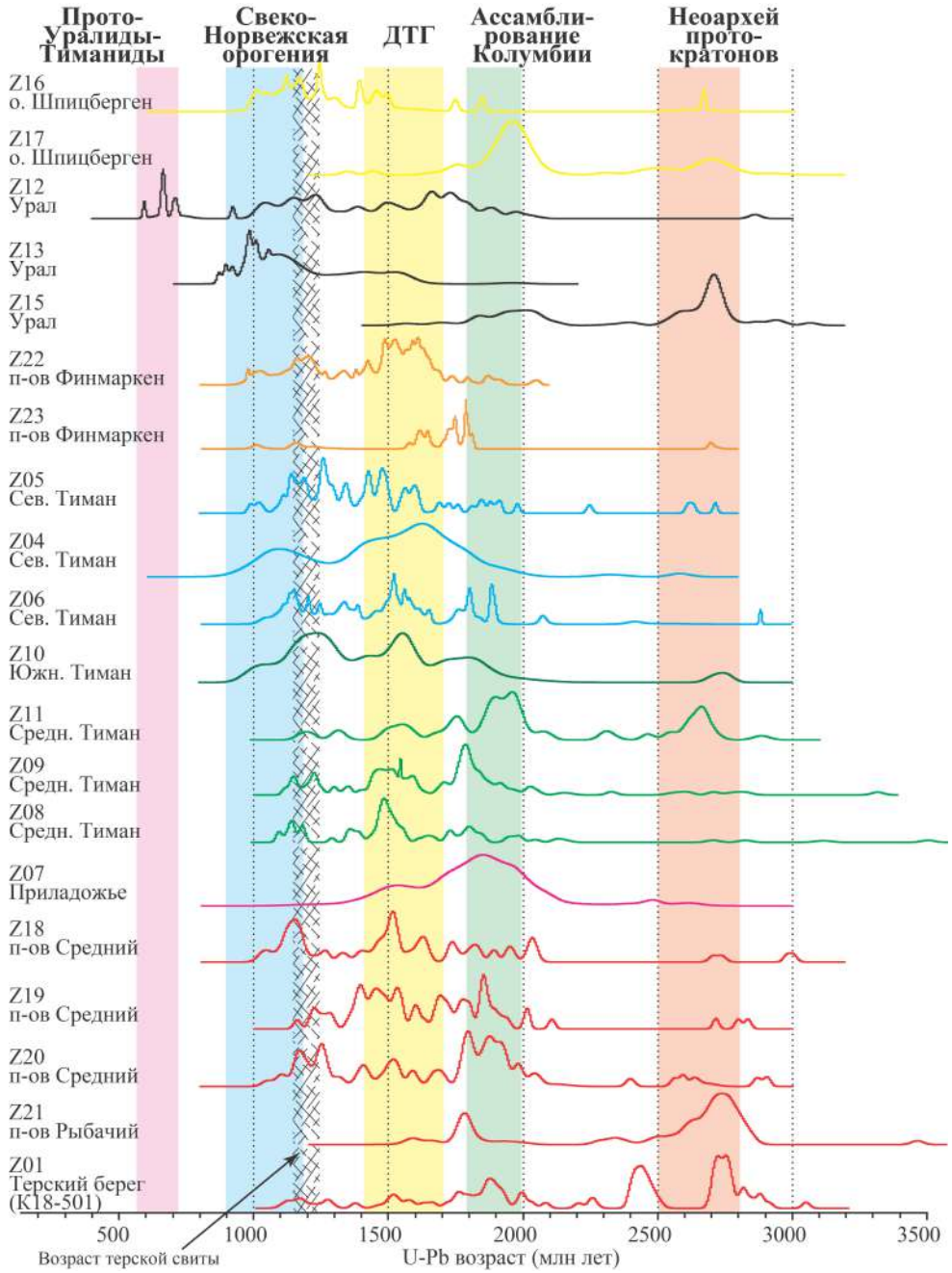


Рис. 2. Сводная схема КПВ U-Pb возраста зерен детритового циркона из позднедокембрийских толщ СВ ВЕП и ее обрамления. Цветные полосы показывают интервалы значений возраста некоторых тектонических событий, проявленных в ВЕП и ее обрамлении. ДТГ – Дано-Полонская, Телемаркская и Готская орогении (СЗ ВЕП). Источники данных Z01 – наст. работа; Z04-Z05 – **[2]**; Z06 – **[1]**; Z07 – **[12]**; Z08-Z09 – **[11]**; Z10 – **[10]**; Z11 – **[5]**; Z12-Z13 – **[14]**; Z15 – **[8]**; Z16 – **[6, 9]**; Z18-Z21 – **[7]**; Z22-Z23 – **[13]**.

свиты, обнаженных в правом борту нижней части долины руч. Кашкаранского в точке с координатами 66°21'45.82" с.ш. и 35°54'55.63" в.д. До наших исследований возраст и стратиграфическое положение терской свиты ограничивались снизу возрастом и соотношением с раннепротерозойскими гранитоидами, на которых терская свита несогласно залегает, а сверху – позднедевонским возрастом интрузий щелочных пород (в том числе и трубками взрыва), которые секут красноцветные песчаники терской свиты. Средневзвешенный возраст четырех самых молодых зерен ***dZr*** из пробы К18-501 – 1145±20 млн лет. Это означает, что терская свита не древнее конца среднего рифея.

Сравнительный анализ полученных результатов U-Pb изотопного датирования зерен ***dZr*** из песчаников терской свиты и аналогичных данных, полученных по другим одновозрастным образованиям северо-востока ВЕП и сопредельных регионов (рис. 2), показал существенные различия сравниваемых данных. Это подтверждает палеогеографическую обстановку в виде небольших изолированных, возможно даже бессточных, бассейнов в конце среднего и в позднем рифее в области заложения РСБМ. Такая «топография» препятствует развитию крупных рек, поэтому грабены РСБМ заполнялись преимущественно местным материалом. Так, Керецкий грабен заполнен осадками мелководно-морского генезиса, терригенная составляющая которых представляла собой преимущественно продукты размыва бортов этого грабена. Среди местных первичных источников детрита идентифицированы эклогитовые комплексы с возрастом метаморфизма ~1.9 млрд лет и базитового магматизма с пиковым возрастом ~2.4–2.5 и 2.7–2.9 млрд лет. Попадание в песчаники терской свиты зерен ***dZr***, для которых нет (не выявлено) близких к Керецкому грабену потенциальных первичных источников обломочного материала, произошло, очевидно, за счет рециклинга детрита из вторичных источников – местных древних осадочных образований.

Работа выполнена в рамках бюджетных тем ГИН РАН, аналитические исследования проведены за счет РФФИ (проект № 18-05-00485).

[1] *Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж.* U-Pb возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхнедокембрийских отложений Северного Тимана // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 2. С. 32–45.

[2] *Андреичев В.Л., Соболева А.А., Хубанов В.Б., Соболев И.Д.* U-PB (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из метаосадочных пород основания верхнедокембрийского разреза Северного Тимана // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2018. Т. 93. № 2. С. 14–26.

[3] *Балуев А.С.* Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23–38.

[4] *Балуев А.С., Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н., Лебедев В.А., Серов П.А.* Проблемы времени заложения и тектонической эволюции Онежско-Кандалакшского палеорифта в свете данных изотопной геохронологии // Известия вузов. Геология и разведка. 2018. № 5. С. 5–11.

[5] *Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Гриффин У.Л., О'Рейли С., Куликова К.В., Соболева А.А., Удоратина О.В.* Первые результаты U/Pb датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // ДАН. 2010. Т.435. №6. С. 798–805.

[6] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белоусова Е.А.* Первые результаты U/Pb-изотопного датирования детритных цирконов из среднерифейских (верхнемезопротерозойских) кварцитов толщи Гулликсенфьеллет (южная часть Земли Веделя Ярльсберга, ЮЗ Шпицберген) // ДАН. 2018. Т. 479. № 2. С. 168–172.

[7] *Михайленко Ю.В.* Особенности строения и состав каруярвинской свиты кильдинской серии рифеид полуострова Средний (северное обрамление Кольского полуострова): Дис. … канд. геол.-мин. наук. Ухта: Ухтинский государственный технический университет, 2016. 205 с.

[8] *Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С.* Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского анитиклинория (Южный Урал) // ДАН. 2013. Т. 452. № 6. С. 642–645.

[9] *Сироткин А.Н., Марин Ю.Б., Кузнецов Н.Б., Коробова Г.А., Романюк Т.В.* О возрасте формирования основания Шпицбергена: U-Pb датирование детритного циркона из верхнедокембрийских и нижнекаменноугольных обломочных пород северо-западной части Земли Норденшельда // ДАН. 2017. Т. 477. № 3. С. 321–326.

[10] *Соболева А.А., Андреичев В.Л., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б., Соболев И.Д.* Детритовые цирконы из верхнедокембрийских пород вымской серии Среднего Тимана (U-Pb возраст и источники сноса) // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2019. Т. 94. № 1. С. 3–16.

[11] *Удоратина О.В., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б.* Возраст метапесчаников верхнедокембрийской четласской серии Среднего Тимана на основании U-PB датирования детритных цирконов // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2017. Т. 92. № 5. С. 15–32.

[12] *Ershova V.B., Ivleva A.S., Podkovyrov V.N., Khudoley A.K., Fedorov P.V., Stockli D., Anfinson O., Maslov A.V., Khubanov V.* Detrital zircon record of the Mesoproterozoic to Lower Cambrian sequences of NW Russia: implications for the paleogeography of the Baltic interior // GFF. 2019. V. 141. P. 279–288.

[13] *Kirkland C.L., Daly J.S., Chew D.M., Page L.M.* The Finnmarkian Orogeny revisited: An isotopic investigation in eastern Finnmark, Arctic Norway // Tectonophysics. 2008. V. 460. P. 158–177.

[14] *Pystin A.M., Pystina Yu.I., Ulyasheva N.S., Grakova O.V.* U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic age // International Geology Review. 2019. doi:10.1080/00206814.2019.1689533.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 193–196

ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТАГРАНИТОВ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: СИБИРСКИЕ КОРНИ ЦЕНТРАЛЬНО-АНГАРСКОГО ТЕРРЕЙНА

Н.Б. Кузнецов[1], А.А. Колесникова[1], Н.С. Прияткина[2], Т.В. Романюк[3], А.В. Шацилло[3]

[1] Москва, Геологический институт РАН
[2] Санкт-Петербург, Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета
[3] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Бóльшая часть исследователей северной части Енисейского кряжа признает обоснованным выделение в структуре этого региона трех обособленных сегментов – Восточно-Ангарского блока (ЦАБ), Центрально-Ангарского блока (ЦАБ) и Исаковского блока. При этом тектоническая природа этих блоков – вопрос, решаемый в каждой отдельно взятой группе исследователей по-разному. Полученные нами материалы, касающиеся некоторых аспектов геологического строения ЦАБ, позволяют добавить еще один аргумент в пользу гипотезы о «сибирской» первичной тектонической принадлежности ЦАБ, развиваемой в работе **[3]**, в противовес представлениям о его «террейновой» природе, обосновываемой в работах **[1, 5]**.

В ходе полевых работ 2018 г. в среднем течении р. Чапа (точка К18-051, левый берег р. Чапа, координаты 60°40'57.33" с.ш., 91°49'15.65" в.д.) нами обнаружены, описаны и опробованы граниты с неравномерно наложенной на них милонитизацией, вплоть до образования апогранитных бластомилонитов (рис. 1 и 2).

Проведенное петролого-геохимическое изучение (мета)гранитов показало, что для спектров редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированных на состав хондрита, характерен заметный наклон в сторону тяжелых элементов с ярко выраженной отрицательной европиевой аномалией (рис. 3). Характер распределения в этих породах рассеянных элементов, нормированных на состав примитивной мантии, вполне типичен для образований континентальной земной

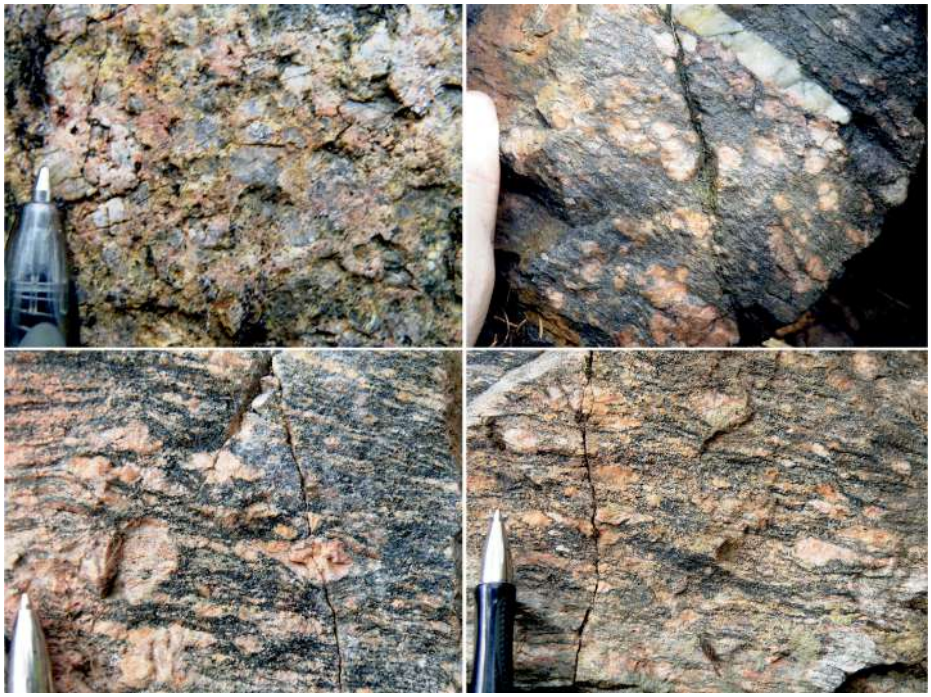


Рис. 1. Фотографии неравномерно милонитизированных гранитов (К18-051).

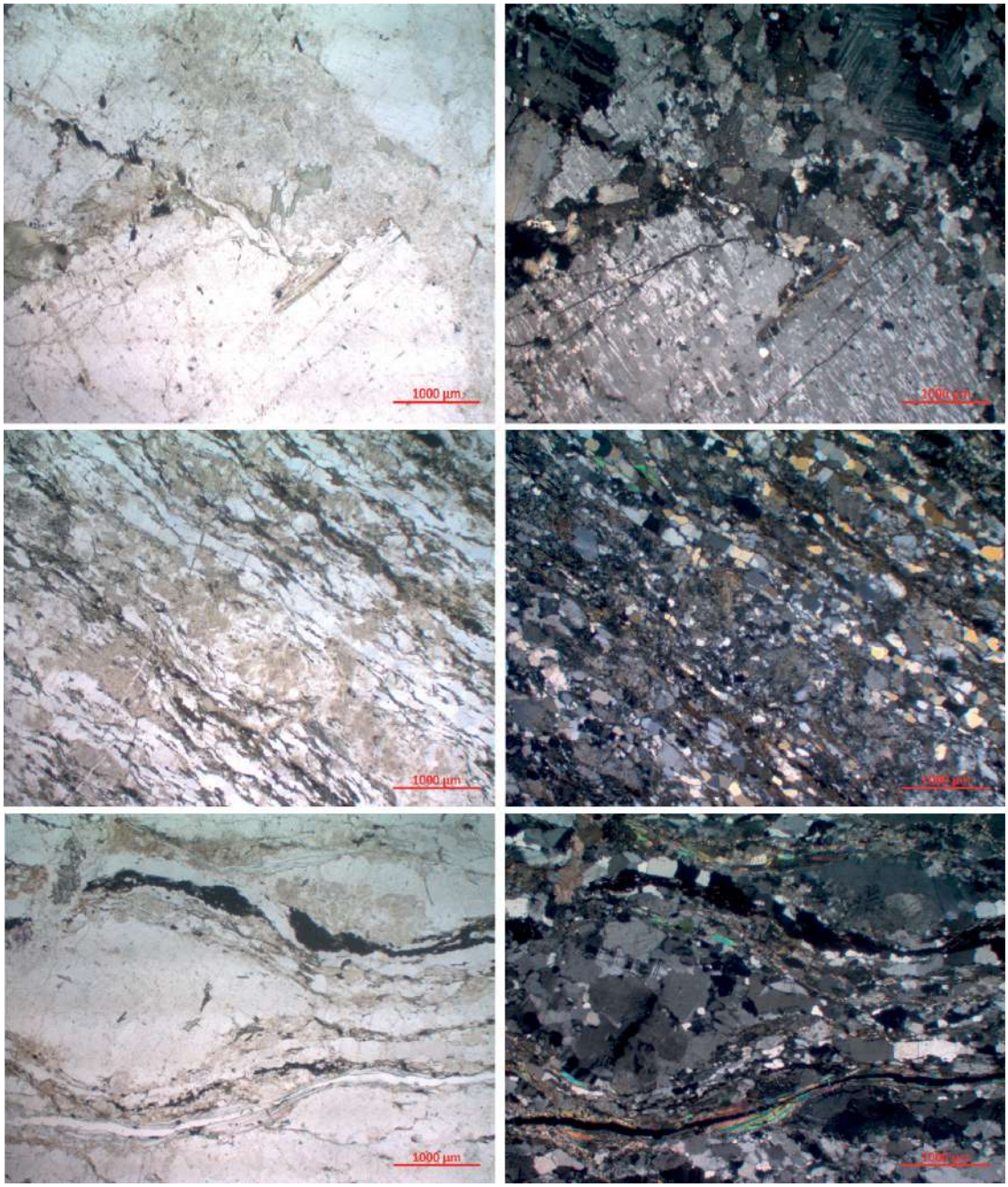


Рис. 2. Микрофотографии шлифов неравномерно милонитизированных гранитов (K18-051). Слева николи параллельны, справа скрещены. Сверху вниз степень милонитизации нарастает.

коры. По распределению рассеянных и РЗЭ рассматриваемые (мета)граниты относятся к гранитам А-типа. Такие геохимические характеристики типичны для пород, образовавшихся во внутриплитных геодинамических обстановках.

Из (мета)гранитов пробы K18-051 были выделены отдельные кристаллы акцессорного циркона для изучения в них U-Pb и Lu-Hf изотопных систем. Полученный конкордантный U-Pb возраст циркона из (мета)гранитов – 1812±3.7 млн лет (1σ), а модельный Lu-Hf возраст (T_{DM}^{C}) – ~2.75 млрд лет (рис. 4).

Гранитоиды с близкими значениями возраста и вещественными характеристиками хотя и не так широко представлены в пределах структур фундамента Сибирской платформы, выступающих на современную эрозионную поверхность, но все же участвуют в его геологическом строении. Например, граниты с почти тождественными геохронологическими, петролого-геохимическими и изотопно-геохимическими характеристиками изучены в составе Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса, а также некоторых других частей фундамента Сибирской платформы **[2]**. При этом оценки модельного возраста субстрата, установ-

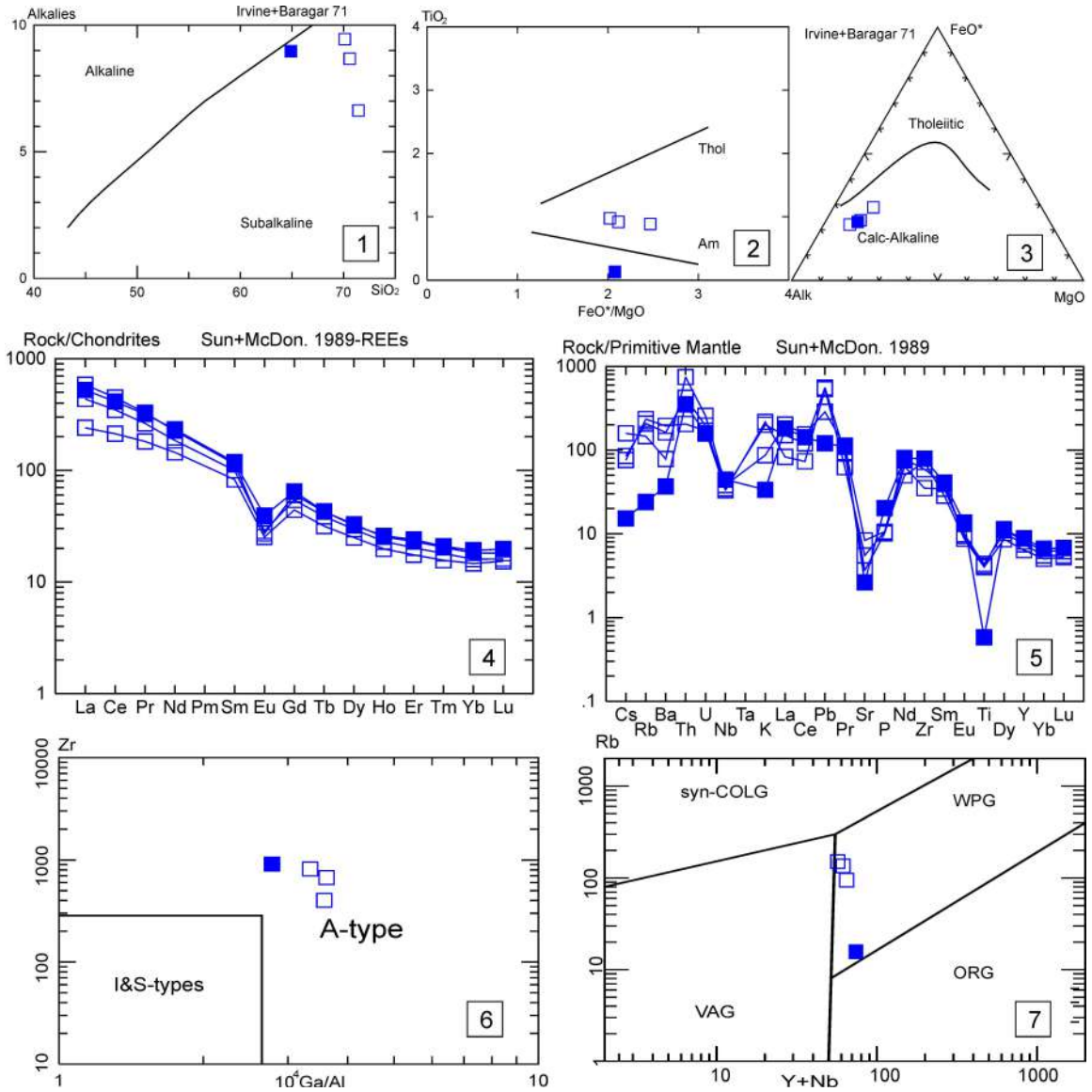


Рис. 3. Петролого-геохимические диаграммы, иллюстрирующие особенности состава, сериальной принадлежности и геодинамической природы изученных (мета)гранитов (K18-051).

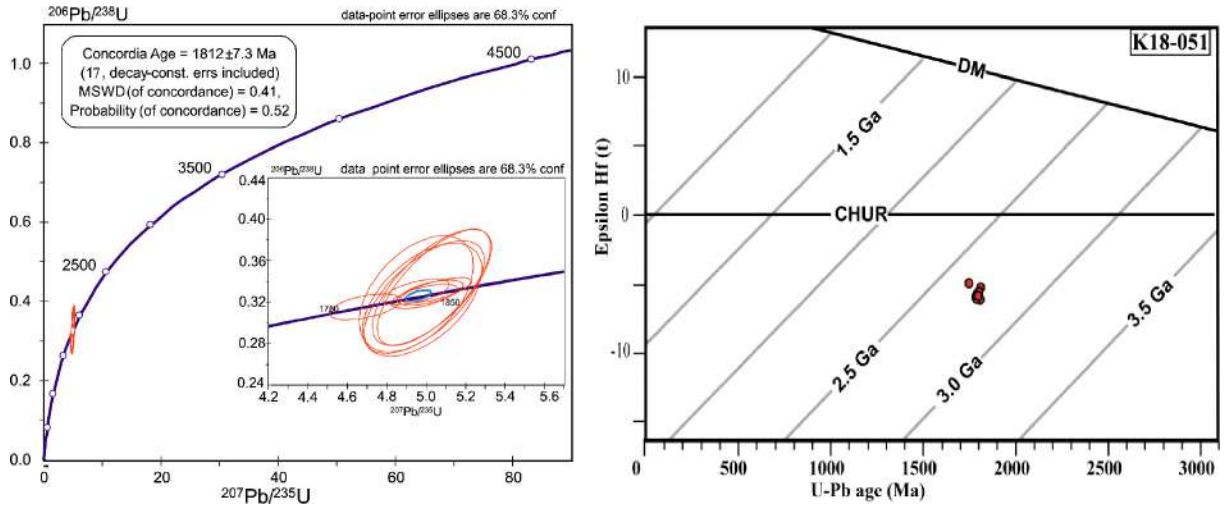


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для всех датированных кристаллов акцессорного циркона (слева) и диаграмма «Epsilon Hf vs U-Pb возраст циркона» (справа) для изученных (мета)гранитов (K18-051).

ленные нами для милонитизированных гранитов, выявленных в среднем течении р. Чапа, вполне типичны для сибирских комплексов **[4]**.

Полученные датировки являются фактически первым геохронологическим доказательством существования раннедокембрийских образований на территории ЦАБ.

Работа выполнена в рамках государственных заданий ГИН и ИФЗ РАН. Полевые и аналитические исследования проведены при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00794).

[1] *Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В.* Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 63–90.

[2] *Донская Т.В.* Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона: Дис. … докт. геол.-мин. наук. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. 410 с.

[3] *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.

[4] *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. doi:10.1016/j.precamres.2016.09.003.

[5] *Vernikovskaya A.E., Vernikovsky V.A., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I., Metelkin D.V., Romanova I., Li Z-X., Bogdanov E.* Early Ediacaran magmatism in the Yenisei Ridge and evolution of the southwestern margin of the Siberian Craton // Minerals. 2020. V. 10. 565. doi:10.3390/min10060565.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 197–199

ПЕРВИЧНЫЕ ИСТОЧНИКИ ЦИРКОНА ИЗ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ И НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТОЛЩ ВОСТОЧНО-АНГАРСКОЙ ЗОНЫ (СЕВЕР ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)

Н.Б. Кузнецов[1], А.В. Шацилло[2], Т.В. Романюк[2], А.А. Колесникова[1], А.С. Дубенский[1, 3], В.С. Шешуков[1], С.М. Ляпунов[1], Д.В. Московский[1, 3]

[1] Москва, Геологический институт РАН
[2] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
[3] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

В расположенной к северу от Ангары части Енисейского кряжа (в Заангарье) выделяется несколько продольных тектонических зон. Самую восточную из них именуют Восточно-Ангарской зоной **[3]** или Восточно-Ангарским террейном **[1]**. В строении неопротерозойских и кембрийских толщ Восточно-Ангарской зоны на разных уровнях участвуют обломочные породы. Толщи нижнего неопротерозоя считают образованиями пассивной континентальной окраины Сибири **[1, 7]**, толщи верхнего неопротерозоя рассматривают как молассу средне- и поздненеопротерозойского орогена, реликты которого представлены в современной структуре Заангарья. При этом нижнекембрийская (или верхневендско-нижнекембрийская **[5]**) лебяжинская свита и залегающая выше верхнекембрийская эвенкийская свита интерпретированы как фрагменты чехольного комплекса Сибирской платформы (СП), сопряженной с ней с запада приенисейский части Западно-Сибирской плиты, а также комплекса, перекрывающего структуры средне- и поздненеопротерозойского орогена Заангарья.

Ранее были получены значения возраста зерен детритового циркона (***dZr***) из (в порядке от древних к молодым) погорюйской **[7]**, лопатинской **[2]**, карьерной, чивидинской, немчанской **[9]** и эвенкийской **[6]** свит Восточно-Ангарской зоны. Анализ этих данных позволил сделать вывод о том, что коренными источниками ***dZr*** из песчаников от погорюйской до немчанской свиты включительно преимущественно были архейско-раннепротерозойские кристаллические комплексы фундамента СП, а песчаники эвенкийской свиты содержат продукты размыва эдиакарско-кембрийских кристаллических комплексов, сформированных на соответствующих этапах эволюции сопряженных с СП элементов структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Мы представляем первые результаты U-Pb изотопного датирования зерен ***dZr*** из песчанистой составляющей пород нижнекембрийской лебяжинской свиты Восточно-Ангарской зоны Заангарья. Один из разрезов лебяжинской свиты фрагментарно обнажен по берегам р. Тея в пространстве от одноименного поселка и далее вниз по течению до серии островов, расположенных в 4 км выше устья р. Нойба. Этот разрез сложен преимущественно серыми неравномерно-доломитовыми известняками. В верхней части разреза залегает пачка кремовых песчанистых строматолитовых известняков, местами переходящих в существенно кварцевые средне- и грубозернистые песчаники с обильным карбонатным цементом. В одном из обнажений в средней части этого разреза на поверхности слоистости белых доломитовых известняков нами обнаружены остатки трилобита, которые, по мнению ознакомившегося с ними И.В. Коровникова (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск), представляют собой гипостому трилобита – элемент строения нижней части головы трилобита. По этой находке практически невозможно определить трилобита. Однако сам факт этой находки может указывать на то, что накопление этой толщи происходило не раньше атдабанского века.

Проба К13-146 отобрана (60°26'16.15" с.ш.; 92°35'53.57" в.д.) из известковистых песчаников, чередующихся с песчанистыми строматолитовыми известняками и обнажающихся в пологозалегающем фрагменте разреза на правом берегу р. Тея, сразу ниже устья руч. Малая Сибирячка. Из этой пробы выделено большое количество ***dZr***, которые были имплантированы в эпоксидные шашки (шашки KNB4 и KNB5) и пришлифованы примерно до середины поперечного размера зерен. Их U-Pb изотопное датирование (LA-ICP-MS) выполнено в Университете

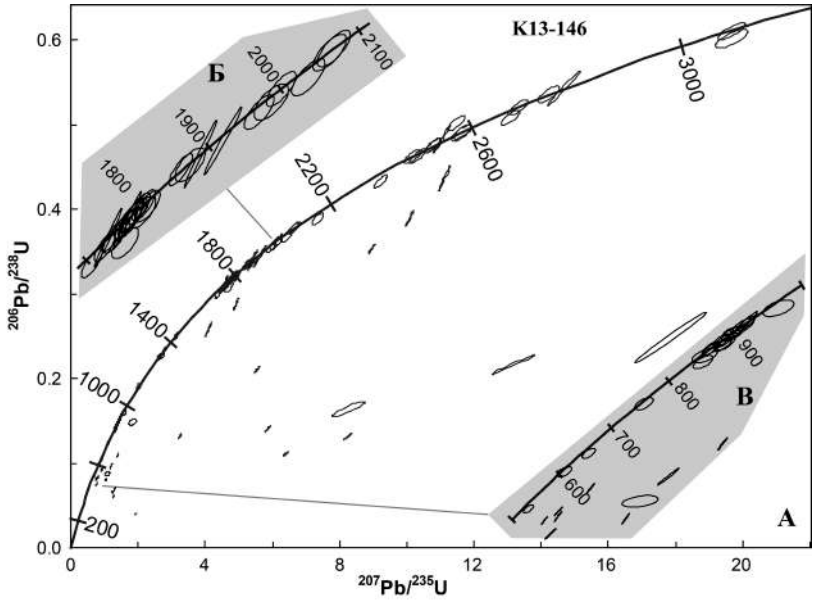


Рис. 1. Диаграмма с конкордией результатов изучения U-Pb изотопной системы детритовых цирконов из пробы К13-146 (n=119). Эллипсы показывают 68%-ный доверительный интервал измерений. В виде серых врезок показаны увеличенные фрагменты конкордии.

Маккуори, Сидней, Австралия (М), – 25 анализов и в ГИН РАН (Г) – 84 анализа. Пробоподготовка, выделение ***dZr***, описание аппаратуры, технология измерений, а также методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, приведены в **[4, 8]**. Калибровка изотопных измерений была проведена по стандарту **GJ-1**. Качество анализа оценено путем последовательного измерения ***dZr*** и контрольных стандартов: в ГИН РАН – **91500** и Plesovice (**Pl**), а в Университете Маккуори – еще и TEMORA (**T**), MUD-TANK (**MT**) и **OG1**. Для стандартов в ходе измерений получены следующие среднеарифметические оценки возраста (±1σ) **GJ-1** (Г)=600.6±6.7 (n=56), **91500** (Г)=1067±19 (n=10), **Pl** (Г)=335±4 (n=6), **GJ-1** (М)=602.4±5.9 (n=56), **T** (М)=417±5 (n=7), **OG1** (М)=3444±8 (n=5), **MT** (М)=734±8 (n=22), **91500** (М)=1071±11 (n=22) млн лет. Все возрастные оценки в пределах ошибки измерения согласуются с аттестованными для этих цирконовых стандартов значениями возраста.

U-Pb изотопная система ***dZr*** из песчаников пробы К13-146 изучена в 119 зернах (рис. 1). Анализы с дискордантностью D>10 % исключены из рассмотрения. Оставшиеся 68 датировок использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (*КПВ*) (рис. 2). Максимальный полученный возраст равен 3100±7 млн лет (D=2.0 %), минимальный – 605±7 млн лет (D=4.0 %). На КПВ получены три ярких пика, поддержанных более чем тремя датировками: 879, 1782 и 2507 млн лет. Такой диапазон возрастов ***dZr***, как нами было показано ранее **[2, 7 и др.]**, вполне типичен для обломочных пород неопротерозойских толщ Заангарья и указывает на то, что основной первичный источник ***dZr*** такого возрастного диапазона – это

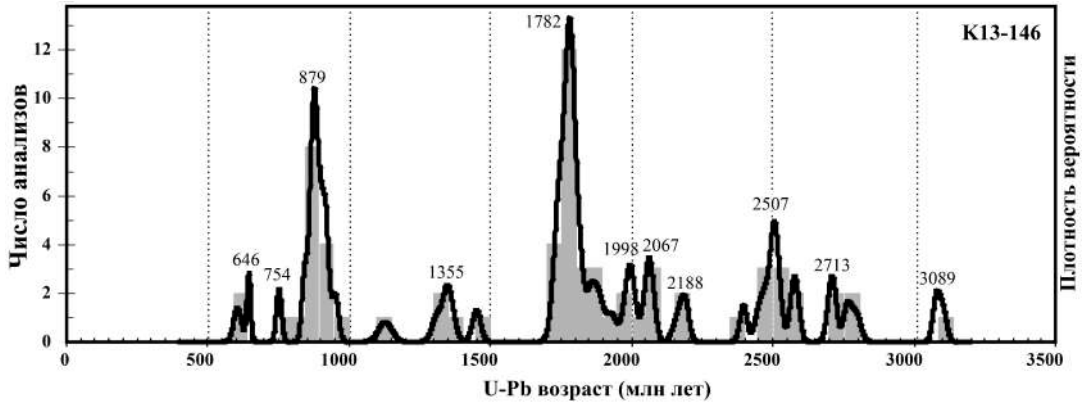


Рис. 2. Гистограмма и КПВ возрастов dZr из пробы К13-146.

кристаллические комплексы фундамента СП. При этом ранее было показано **[6]**, что ***dZr*** с возрастом позднего неопротерозоя и самого начала палеозоя массово появляются лишь в породах верхнекембрийской эвенкийской свиты.

Таким образом, в Заангарье стратиграфический диапазон толщ, содержащих зерна ***dZr***, первичными источниками которых могли быть преимущественно кристаллические комплексы фундамента СП, расширен по нижний кембрий включительно. Это означает, что вплоть до раннего кембрия поздненеопротерозойские граниты и метаморфические образования, распространенные сейчас в некоторых районах Заангарья, не играли существенной роли в поставке детритного материала. А это косвенно подтверждает высказанное нами предположение о том, что формирование поздненеопротерозойских комплексов и структур, представленных сейчас в Заангарье, происходило без существенного влияния процессов, характерных для коллизионно-аккреционного орогенеза.

Исследования выполнены в соответствии с планом государственных заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН, изотопные анализы и их обработка выполнены за счет РФФИ (проект № 19-05-00794).

[1] *Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В.* Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 63–90.

[2] *Кузнецов Н.Б., Прияткина Н.С., Рудько С.В., Шацилло А.В., Коллинз В.Д., Романюк Т.В.* Первые данные об изотопных U/Pb-возрастах и Lu/Hf-изотопно-геохимической систематике детритных цирконов из лопатинской свиты (пограничные уровни венда – кембрия) и тектоническая природа Тейско-Чапского прогиба (СВ Енисейского кряжа) // ДАН. 2018. Т. 479. № 1. С. 49–53.

[3] *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.

[4] *Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М.* Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2020. № 2. С. 18–33.

[5] *Покровский Б.Г., Буякайте М.И, Кокин О.В.* Геохимия изотопов C, O, SR и хемостратиграфия неопротерозойских отложений севера Енисейского кряжа // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 2. С. 197–221.

[6] *Прияткина Н.С., Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В., Рудько С.В., Худолей А.К., Коллинз В.Дж.* U/Pb датирование цирконов из позднедокембрийских и раннепалеозойских песчаников Енисейского кряжа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 230–232.

[7] *Прияткина Н.С., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Шацилло А.В., Худолей А.К., Романюк Т.В., Маслов А.В.* Погорюйская свита протерозоя Енисейского кряжа: возраст и источники сноса по данным изотопного U–Pb-датирования обломочных цирконов // ДАН. 2019. Т. 484. № 2. С. 195–199.

[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. 1–37.

[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. doi:10.1016/j.precamres.2016.09.003.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 200–201

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОСТАВА СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМ В ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Е.А. Кузьмина, А.В. Новопашина, О.Ф. Лухнева

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, selenginsk2007@mail.ru

Происхождение химического состава азотных гидротерм является дискуссионной темой. В частности, по вопросу поступления серы и хлора в современные гидротермы существует несколько мнений. Гипотеза, исключающая привнос химических элементов в воду термальных источников с нижних слоев литосферы и астеносферы, объясняет поступление химических элементов выщелачиванием вмещающих пород земной коры – гранитов **[5]**. Другая модель предполагает формирование состава термальной воды в результате смешивания на глубине заложения термальных источников атмогенной воды с поступающими снизу флюидами **[2]**. В настоящее время сформировалась точка зрения о природе поступления серы и хлора из сульфатных и хлоридных минералов, отложившихся в разломах в период активной вулканической деятельности на более ранних этапах рифтообразования **[3]**.

С целью уточнения природы поступления серы и хлора в воду Аллинских, Сеюйских, Умхейских и Алгинских гидротерм Баргузинской впадины с использованием программного комплекса «Selector» **[1, 4]** проведено физико-химическое моделирование (ФХМ) химического состава воды этих источников. Были рассмотрены модели взаимодействия дождевой воды, просочившейся сквозь трещины и разломы в земной коре до глубин заложения гидротерм 3.70–4.96 км, с гранитами Ангаро-Витимского батолита и базитами постбатолитовых даек. Полученный модельный раствор сравнивался с термальной водой источников. Результаты ФХМ показали, что взаимодействие дождевых осадков с гранитами и базитами не может обеспечить присутствие в термальной воде измеренные содержания серы и хлора, и только добавление в модель дополнительного источника поступления позволило получить соответствие модельного раствора термальной воде.

Условия формирования химического состава исследуемых гидротерм различаются по количеству осадков, рельефу местности, характеру водовмещающих пород и покровных отложений, взаимодействию с поверхностными водами, наличию мерзлоты. Общим фактором формирования состава термальной воды является неотектоническая активность, связанная с геодинамическими условиями растяжения, глубинными сейсмоактивными и термоактивными сбросами и сбросо-сдвигами. Несмотря на различие поверхностных условий термальных водных выходов и строения верхней гидродинамической зоны, все исследуемые гидротермы характеризуются схожими результатами ФХМ. Это позволило сделать вывод о том, что состав современных гидротерм определяется в большей степени условиями, существующими на глубине их заложения.

Дополнительным источником поступления серы и хлора может являться либо базальтовый расплав астеносферной мантии, газовые компоненты которого могут диффундировать сквозь слой верхней мантии вверх по разрезу в условиях большого градиента давления **[6]**, либо сульфатные и хлоридные минералы, сформировавшиеся в зонах разломов под воздействием газовых эманаций в период вулканической активности **[3]**. Оба варианта поступления серы соответствуют изотопному составу сульфатов, которые характеризуются преобладанием тяжелого изотопа серы ^{34}S **[3]**. Авторами последней работы установлена линейная зависимость между содержанием сульфата и хлорида, что может указывать на единые источники поступления в термальные воды. Результаты моделирования, наряду с изотопными данными, позволили получить дополнительную информацию для уточнения природы поступления серы и хлора в современные гидротермы.

[1] *Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А.* Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М.: Наука, 2009. 229 с.

[2] *Ломоносов И.С.* Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 165 с.

[3] *Плюснин А.М., Чернявский М.К., Посохов В.Ф.* Условия формирования гидротерм Баргузинского Прибайкалья по данным микроэлементного и изотопного состава // Геохимия. 2008. № 10. С. 1063–1072.

[4] *Чудненко К.В., Карпов И.К.* Селектор – Windows – программное средство расчета химических равновесий минимизаций термодинамических потенциалов. Краткая инструкция. Иркутск, 2003. 90 с.

[5] *Шварцев С.Л., Замана Л.В., Плюснин А.М., Токаренко О.Г.* Равновесие азотных терм Байкальской рифтовой зоны с минералами водовмещающих пород как основа для выявления механизмов их формирования // Геохимия. 2015. № 8. С. 720–733.

[6] *Novopashina A.V., Kuz'mina E.A.* Influence of crustal fracturing on the thermal springs and earthquake swarms distribution in the northeast part of the Baikal rift system (Russia) // Acque Sotterranee – Italian Journal of Groundwater. 2019. V. 8. AS29-360. P. 23–36. doi:10.7343/as-2019-360.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 202–203

ТАЙМЫРСКАЯ ОКРАИНА СИБИРСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА В ПОЗДНЕМ НЕОПРОТЕРОЗОЕ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ РАБОТ В 2019 ГОДУ НА МЫСЕ ЧЕЛЮСКИН

А.Б. Кузьмичев, М.К. Данукалова, К.К. Сатановский

Москва, Геологический институт РАН, nsi.kuzmich@yandex.ru

Таймыр состоит из трех складчатых поясов: Южного, Центрального и Северного. Южно-Таймырский пояс сложен палеозойскими породами, которые, по общему мнению, представляют собой деформированный чехол Сибирской платформы с наложенным на него позднепалеозойским передовым прогибом. Северо-Таймырский пояс сложен венд-кембрийскими зонально метаморфизованными породами и обычно интерпретируется как окраина Карского микроконтинента (Карского домена Балтики), столкнувшегося с Сибирью в позднем палеозое. Предполагается, что сутурой является Главный Таймырский надвиг. Центрально-Таймырский пояс сложен докембрийскими породами, несогласно перекрытыми деформированным палеозойским чехлом Сибирской платформы. Тектоническая эволюция пояса в докембрии дискуссионна. В предыдущем докладе на нашем совещании, по результатам полевых работ в южной части пояса **[1]**, было показано, что в мезопротерозое он развивался как пассивная окраина Сибирского палеоконтинента, в раннем неопротерозое – как активная окраина. Приблизительно в середине неопротерозоя фиксируется орогенез, предположительно вызванный коллизионным событием, после чего во второй половине неопротерозоя вновь реставрируется режим активной окраины. Исследованный район включал в себя целиком Становский офиолитовый пояс. Было показано, что пояс не является сутурой, так как по разные стороны от него обнажены одинаковые мезо- и неопротерозойские породы. Эти выводы были основаны на наблюдениях, проведенных в тылу континентальной окраины. Чтобы судить более предметно о событиях неопротерозоя, следовало изучить фронтальную часть этой окраины, примыкающую к Главному Таймырскому надвигу. В 2019 г. нам удалось организовать полевые работы в северной части Центрального пояса на полуострове Челюскин. Здесь был шанс выяснить, что причленилось к Сибири в середине неопротерозоя, и была возможность получить данные об эволюции Сибирской окраины в позднем неопротерозое, так как комплексы горных пород этого возраста преобладают на полуострове. В докладе приведены предварительные выводы, основанные на полевых наблюдениях и первых изотопных датировках. Геохимических данных пока нет совсем.

В результате проведенного нами картирования и с учетом материалов производственных геологических съемок разного масштаба изученная территория расчленена на четыре домена, разделенных разломами таймырского простирания. С юга на север это Унгинский, Серпентинитовый, Модинский и Чекинский домены. Последний непосредственно примыкает к Северо-Таймырскому поясу.

Унгинский домен сложен терригенно-карбонатной осадочной толщей, перекрытой зеленокаменными и пестроцветными вулканитами. Осадочная толща пронизана многочисленными диабазовыми силлами (анализов еще нет) и, вероятно, формировалась в обстановке растяжения. В верхней части разреза в песчаниках отмечен фуксит и хромит. Разными группами геологов эта толща относилась либо к мезопротерозою, либо к венду. Детритовые цирконы (два образца) подтверждают вторую точку зрения. Все проанализированные цирконы кристаллизовались в позднем неопротерозое. Главные пиковые значения возраста 660, 680 и 720 млн лет, дополнительные пики 630 и 735 млн лет. Они отражают вспышки вулканизма и гранитного магматизма. Максимальный возраст осадконакопления 620 млн лет. Возраст вулканитов пока не определен.

Серпентинитовый домен описывался ранее как Челюскинский офолитовый пояс. Он сложен чешуями серпентинитов, перемежающихся с рассмотренными выше осадочными породами. Последние, вероятно, некогда залегали чехлом поверх серпентинитов. Судя по реликтам первичных текстур, серпентиниты образовались за счет гарцбургитов и, возможно, дунитов. Они содержат интрузии сравнительно слабоизмененного габбро (обычно изометричной морфо-

логии), которые, по-видимому, не имеют отношения к офиолитовой ассоциации. Попытки выделить циркон из пегматоидных разностей не увенчались успехом. Мы интерпретируем этот домен как сутурную зону середины(?) неопротерозоя.

Модинский домен в видимом основании сложен такситовыми габбро, местами пронизанными жилами тоналитов. Большую часть разреза составляют милонитизированные метавулканиты кислого, среднего и основного состава. Они также содержат тела тоналитов, в том числе крупный (2×10 км) Кунарский массив (755 млн лет, eNdt=+7…+8 **[2]**). В кровле залегают доломиты, ассоциирующие с относительно слабоизмененными, местами пестроцветными вулканитами кислого – основного состава (730 млн лет – наши данные).

В основании Чекинского домена картируются доломиты, возможно те же, что и в кровле предыдущего домена. Основная часть домена сложена метаморфизованными вулканитами (преимущественно туфами, в том числе игнимбритами) основного и среднего, местами кислого состава. Возраст трех проанализированных образцов туфа составил: 635, 650, 665 млн лет (в двух образцах выявлено по два кластера). Видимая кровля разреза сложена вулканомиктовыми пестроцветными осадочными породами чекинской свиты, тонкообломочными в нижней части разреза (распространены локально), грубообломочными – в верхней. Возраст цирконов двух образцов из конгломератов верхней части лежит в узком интервале 700–760 млн лет с пиками 730 и 750 млн. Эти результаты были неожиданными, так как не выявили не только предполагавшихся вендских датировок, но даже датировок, соответствующих подстилающим вулканитам. У нас нет сомнений в самом молодом возрасте чекинской свиты в разрезе докембрия: она окаймляет выходы вулканитов и загружается под Главный Таймырский надвиг. Более молодые датировки мы рассчитываем получить из пород нижней части свиты, накапливавшихся в то время, когда верхние горизонты вулканитов еще не были эродированы.

На настоящий момент мы придерживаемся следующей рабочей гипотезы, описывающей тектонику изученного участка. Модинский домен интерпретируется как океаническая островная дуга, причленившаяся к окраине Сибири в середине неопротерозоя. Серпентиниты Челюскинского офиолитового пояса являются сутурой, разделяющей эти структуры. Становский офиолитовый пояс, расположенный южнее, представляет собой замятый в тесно пережатую складку останец аллохтона, выдвинутого из этой сутуры. Через некоторое время после коллизии восстановилась субдукция океанической литосферы под Сибирь, свидетельством чего являются вулканиты позднего неопротерозоя. Режим активной окраины прекратился в венде в результате коллизии с Карским сегментом Балтики (?). Гипотеза пока не вполне подтверждается имеющимися изотопными датировками и не способна объяснить некоторые геологические наблюдения. Изотопное датирование пород продолжается, и мы не исключаем неожиданных результатов, которые заставят пересмотреть предлагаемую модель.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00926).

[1] *Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К.* Фаддеевский метаморфический комплекс Северо-Восточного Таймыра: глубинный срез неопротерозойской активной окраины Сибирского кратона? // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 15. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. С. 156–158.

[2] *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G.* Neoproterozoic orogeny along the margins of Siberia // The Neoproterozoic timanide orogen of Eastern Baltica / Eds. D.G. Gee, V. Pease. Geological Society, London, Memoirs. 2004. V. 30. P. 233–248.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 204–205

ЭВОЛЮЦИЯ ЕНИСЕЙСКОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА В ДОКЕМБРИИ

А.Б. Кузьмичев[1], А.А. Стороженко[2], Н.Ф. Васильев[2], М.К. Данукалова[1], В.Б. Хубанов[3]

[1] Москва, Геологический институт РАН, nsi.kuzmich@yandex.ru
[2] Красноярск, Красноярская геолого-съемочная экспедиция
[3] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

В структуре заангарской части Енисейского кряжа выделяют три домена. По нашим данным, два восточных домена (бóльшая часть Заангарья) обладают Сибирским кристаллическим фундаментом. Раннедокембрийский возраст подтвержден прямыми данными только в одном пункте в западной части кряжа **[1]**. На протяжении мезопротерозоя и неопротерозоя эти домены располагались на окраине Сибирского континента. Западный (Исаковский) домен сложен верхненеопротерозойскими комплексами, которые надвинуты на окраину Сибири со стороны океана. В цитированной выше публикации докембрийская история кряжа описывалась преимущественно на основе данных по магматическим породам. В настоящем сообщении в обзор включены также осадочные комплексы, что заставило пересмотреть ряд выводов.

В двух восточных доменах (в кратонной части кряжа) последовательность осадочных, метаосадочных и вулканогенно-осадочных комплексов горных пород в самом грубом виде следующая.

1. Тейская серия. Метаморфизованные зрелые платформенные осадки, включающие карбонатные породы, кварциты, высокоглиноземистые сланцы. Данных о возрасте нет, предположительно мезопротерозой.

2. Сухопитская серия. В разной степени метаморфизованные песчано-глинистые отложения, в кровле – карбонатные породы. Песчаники и гравелиты встречаются в нижней части разреза (кординская свита) и в верхней части (погорюйская свита). По каждой из свит проанализировано по два образца детритовых цирконов (по 100–150 анализов). Преобладают окатанные цирконы, в самом молодом образце присутствует значимое количество эвгедральных кристаллов. Во всех образцах главные пики отвечают возрасту кристаллического фундамента Сибирского кратона (2500–2700 и 1800–2000 млн лет). Во всех образцах присутствуют также мезопротерозойские зерна циркона: от единичных в кординской свите до преобладающих в верхнем образце погорюйской свиты. Их возрасты распределены в интервале 1550–1100 млн лет. Максимальный возраст накопления пород погорюйской свиты 1100 млн лет. Мы предполагаем, что он близок истинному времени накопления пород. Сходные данные о возрасте детритовых цирконов погорюйской свиты получены и другими исследователями.

3. Тунгусикская серия. Слабометаморфизованные карбонатно-глинистые отложения. По данным изотопии стронция и Pb-Pb изотопного возраста карбонатных пород – конец мезопротерозоя (1020±20 млн лет **[2]**).

4. Орловская серия и ее аналоги (имеет ограниченное распространение). Отличаются присутствием вулканитов (680–760 млн лет по данным А.Д. Ножкина и других геологов).

5. Вороговская серия и ее аналоги – посторогенные отложения. Венд по данным C- и Sr-изотопной хемостратиграфии (интервал 580–550 млн лет **[3]**) и по детритовым цирконам из основания серии (584±3 млн лет – конкордантный кластер из пяти анализов **[4]**).

Исаковская зона Енисейского кряжа построена следующим образом. Восточную половину занимает аккреционная призма, в которой чешуи терригенных пород чередуются с чешуями пород океанической литосферы. Призма отделена мощной (1–3 км) пластиной океанической коры от западной части зоны, в которой присутствуют вулканиты пестрого состава, мощные пластины серпентинитов и осадочные породы с местным свитным расчленением.

Возраст океанических пород в составе Исаковской аккреционной призмы, по данным первого автора, составляет 680 млн лет (две датировки по цирконам из разных участков зоны). Проанализированы детритовые цирконы из кварцитов из верхних горизонтов осадочного раз-

реза Сибирской окраины, непосредственно контактирующих с породами призмы, и из терригенных пород аккреционной призмы, надвинутых на эту окраину. В чехле Сибирского кратона распределение очень похоже на таковое в кординской свите восточной зоны кряжа: преобладают архейские (2500–2650 млн лет) цирконы, часть зерен имеет палеопротерозойский возраст. В образцах из Исаковской призмы так же резко преобладают архейские и палеопротерозойские кристаллы, имеющие сибирское происхождение. Новые данные показывают, что призма аккретировалась у подножия Сибирского континента, что заставляет пересмотреть нашу прежнюю интерпретацию, приведенную в **[1]**.

Возраст островодужных вулканических и связанных с ними плутонических и вулканогенно-осадочных пород в западной части Исаковской зоны составляет 565–710 млн лет (данные авторов, геологов Красноярской геолого-съемочной экспедиции, И.И. Лиханова с соавторами, В.А. Верниковского с соавторами). Наиболее молодые датировки получены в породах самой западной части кряжа, которые, вероятно, послужили источником обломочного материала для нижних уровней вороговской серии.

Интерпретация приведенных данных (включая данные о возрасте гранитоидов, опубликованные нами ранее) в терминах эволюции окраины Сибири представляется следующим образом.

В мезопротерозое территория, соответствующая заангарской части кряжа, представляла пассивную окраину Сибирского палеоконтинента, на которой накапливались осадочные породы сухопистской и тунгусикской серий. На возможную обстановку растяжения косвенно указывает датировка кислых метаморфических пород, предположительно входящих в состав бимодальной магматической ассоциации (1360 млн лет **[5]**). Обломочный материал транспортировался из внутренних областей Сибирского кратона. Мезопротерозойская кластика, количество которой резко увеличилось в конце мезопротерозоя, вероятно, происходит с противоположного края Сибирского палеоконтинента, где в это время не исключается орогенез **[6]**.

В первой половине неопротерозоя осуществляется массовое выплавление гранитов. Территория Енисейского кряжа представляла собой ороген. Пик анатексиса приходится на интервал 900–850 млн лет. Наиболее вероятная причина орогенеза – коллизия с неустановленным террейном.

Начиная приблизительно с середины неопротерозоя енисейская окраина Сибири эволюционирует в режиме активной континентальной окраины. Вулканиты этого этапа на современном эрозионном срезе сохранились ограниченно. Граниты этого этапа интерпретированы разными авторами как анорогенные по геохимическим признакам. Они широко распространены на площади Заангарья и, по нашему мнению, внедрялись в тылу активной континентальной окраины. Перед фронтом активной окраины, по крайней мере с рубежа 700 млн лет, начинает нарастать аккреционная призма.

В венде к окраине Сибири причленилась островная дуга и тектоническая активность сместилась к западу от современного Енисейского кряжа. Приведенный сценарий не предусматривает присутствия к западу от Енисейского кряжа погребенного «Касского континента». Последовательность событий хорошо коррелируется с таковой на Таймырской окраине Сибирского палеоконтинента.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00926).

[1] *Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V.* The Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogen, or reworked margin of the Siberian craton? // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 115. P. 419–441.

[2] *Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Васильева И.М., Овчинникова Г.В.* Верхний рифей Енисейского кряжа: Sr-хемостратиграфия и Pb–Pb возраст известняков тунгусикской и широкинской серий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 46–62.

[3] *Кочнев Б.Б., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г., Ситкина Д.Р., Смирнова З.Б.* C- и Sr-изотопная хемостратиграфия и Pb–Pb возраст карбонатных отложений вороговской серии (неопротерозой), северо-запад Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 97–112.

[4] *Вишневская И.А., Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И., Маслов А.В., Благовидов В.В., Метелкин Д.В., Прияткина Н.С.* Вороговская серия венда Енисейского кряжа: хемостратиграфия и данные U-Pb-датирования детритовых цирконов // ДАН. 2017. Т. 476. № 3. С. 311–315.

[5] *Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д.* Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского кряжа: результаты U–Pb исследований // ДАН. 2010. Т. 431. № 4. С. 509–515.

[6] *Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V. et al.* Proterozoic supercontinental restorations: Constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, Eastern Siberian Craton // Precambrian Research. 2015. V. 259. P. 78–94.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 206–208

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ ЧАГАН-УЗУНСКОГО МАССИВА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) НА ОСНОВЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ДАННЫХ ПО РАСПЛАВНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ

А.В. Куликова[1, 2, 3], В.А. Симонов[1, 2, 3], А.В. Котляров[1, 3], Т.Б. Колотилина[4]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Ak_Cool@mail.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
[3] Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет
[4] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Проведенные ранее исследования показали, что в юго-восточной части Горного Алтая палеоокеанические и палеосубдукционные комплексы входят в состав венд-нижнекембрийских офиолитовых ассоциаций, которые можно разделить на два типа: 1) бонинитсодержащие Курайские, сформированные в условиях примитивной островной дуги **[1–4]**, и Чаган-Узунские, которые, судя по ряду признаков, могли формироваться в палеогеодинамических условиях древних срединно-океанических хребтов **[2, 5–7]**.

Чаган-Узунский офиолитовый массив входит в состав Курайской аккреционной призмы, которая перекрывается через базальные конгломераты грубообломочными отложениями Ануйско-Чуйского преддугового прогиба. Он состоит из пластин гипербазитов, окруженных серпентинитовыми меланжами с блоками и пластинами габбро и метаморфических пород, в том числе высоких давлений (эклогиты) **[2, 8]**. Ультраосновные породы представлены в основном серпентинитами и гарцбургитами. Гарцбургиты обладают в основном крупнозернистой и гипидиоморфной структурой. Породы обычно серпентинизированы, но содержат в значительном количестве первичные минералы: оливин, ортопироксен (энстатит), хромшпинель. Присутствуют амфиболы, часто развивающиеся по пироксенам, реликты которых в шлифах показывают некоторые свойства исходных минералов. В гарцбургитах наблюдаются удлиненные дайко-жильные тела пироксенитов мощностью до 2–3 м. Пироксениты имеют обычно крупнозернистую структуру и сложены преимущественно клинопироксеном (диопсид) и развивающимся по нему амфиболом. Присутствуют ортопироксены и достаточно свежие хромшпинелиды.

Новые данные по составам минералов, слагающих исследуемые ультрабазиты, показали, что оливины из гарцбургитов Чаган-Узунского массива совпадают по своим основным химическим характеристикам с оливинами из гипербазитов Срединно-Атлантического хребта. Точки составов клинопироксенов из пироксенитов на диаграммах Cr#–Mg# и TiO_2–FeO тесно ассоциируют с полями клинопироксенов из ультраосновных пород Срединно-Атлантического хребта, резко отличаясь от составов минералов бонинитов курайских офиолитов. Хромшпенелиды гарцбургитов Чаган-Узунского массива имеют относительно невысокие значения Cr# (33–46 %), что отвечает умеренной степени деплетированности – 15–20 % **[9–12]**. Хромшпинелиды из пироксенитов Чаган-Узунского массива явно отличаются трендом одновременного падения хромистости и магнезиальности от хромитов из гарцбургитов, для которых намечается рост Cr# при уменьшении Mg#. На диаграмме TiO_2–Al_2O_3 для пироксенитов характерна эволюция (при падении роли алюминия) составов хромитов с ростом количества титана от минимальных («гарцбургитовых») значений к явно обогащенным этим компонентом хромитам, кристаллизовавшимся из плюмовых магматических систем типа OIB и LIP. Хромшпинелиды из гарцбургитов Чаган-Узунского массива, напротив, образуют здесь компактную группу с минимальными содержаниями титана, показывая тесную ассоциацию с гипербазитами современных срединно-океанических хребтов.

Детальные исследования хромшпинелидов из пироксенитов Чаган-Узунского массива позволили найти в этих минералах первичные силикатные многофазные включения (10–40 мкм), располагающиеся по зонам роста вдоль границ зерен хромита и имеющие равновесные округлые (с некоторой огранкой) формы. После высокотемпературных экспериментов и закалки практически весь внутренний объем включений обычно заполнен гомогенным силикатным

стеклом. Часть включений после опытов сохраняет фрагменты оливинов, располагающиеся в закалочном стекле. Расплавные включения по содержанию MgO (14–29 мас. %) отвечают пикробазальтам и пикритам и в целом по химизму согласуются с данными по включениям в хромшпинелидах из ультрамафитов и базитовым интрузивам (габбро) современных срединно-океанических хребтов, заметно отличаясь от бонинитовых расплавов, формировавших Курайский офиолитовый комплекс. На основе составов включений было проведено расчетное моделирование и выяснено, что хромшпинелиды из пироксенитов кристаллизовались из высокомагнезиальных расплавов при температуре 1315–1245 °С и давлении 4–2 кбар в интрузивной камере на глубинах около 12–6 км.

Кроме того, в ходе исследований была получена информация о химическом составе ультрамафитов Чаган-Узунского массива, включая редкие и редкоземельные элементы. По петрохимическим и геохимическим данным, гарцбургиты Чаган-Узунского массива располагаются в области преимущественно тектонизированных реститовых гипербазитов, пироксениты – в области ультраосновных кумулятов. По соотношению Ti–Yb рассмотренные гарцбургиты приурочены к полю абиссальных перидотитов и показывают умеренные степени частичного плавления (15–22 %), практически совпадающие с данными по хромшпинелидам. Принадлежность исследуемых гарцбургитов и пироксенитов к абиссальным перидотитам подтверждается также информацией по соотношениям ряда индикаторных редких элементов (Nb, Zr, Th, Hf, Yb). Графики распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) и спайдер-диаграммы для гарцбургитов Чаган-Узунского массива обладают U-образными формами, близкими по виду к спектрам бонинитов, располагаясь при этом между абиссальными океаническими перидотитами и островодужными надсубдукционными гипербазитами. При этом график распределения редкоземельных элементов для пироксенитов существенно отличается от гарцбургитов и островодужных перидотитов значительно более высокими содержаниями элементов и формой (с положительным наклоном), фактически совпадающей с нижней границей базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB.

Всесторонние исследования (петрохимические, геохимические и минералогические) показали, что гарцбургиты Чаган-Узунского массива являются реститами со степенью частичного плавления 15–20 %, сформировавшимися в условиях срединно-океанического хребта и преобразованными в результате магматических и метаморфических процессов. Пироксениты, представленные дайко-жильными телами в гарцбургитах, как и гарцбургиты, имели сложную историю формирования и преобразования, сочетающую как океанический, так и субдукционный аспект палеогеодинамических процессов.

С учетом того, что в составе Курайского аккреционного клина присутствует инвертированный метаморфический комплекс – «метаморфическая подошва» чаган-узунских офиолитов **[2, 7, 13]**, нами предлагается следующая модель их эволюции. Исследуемые гарцбургиты и пироксениты были сформированы в условиях срединно-океанического хребта. В дальнейшем, на начальном этапе субдукции, произошло отщепление и аккреция пластин и чешуй верхних частей субдуцируемой коры к основанию висячего блока с последующим их экспонированием по модели возвратного течения в состав аккреционного клина **[14, 15]**.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и при поддержке Министерства образования РФ по договору № 14.Y26.31.0029 в рамках реализации Постановления Правительства Российской Федерации № 220.

[1] *Симонов В.А., Кузнецов П.П.* Бониниты венд-кембрийских офиолитов Горного Алтая // ДАН. 1991. Т. 316. № 2. С. 448–451.

[2] *Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А.* Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. Т. 33. № 12. С. 3–14.

[3] *Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 182–199.

[4] *Котляров А.В., Симонов В.А., Сафонова И.Ю.* Бониниты – критерии геодинамического развития магматических систем в палеосубдукционных зонах Горного Алтая // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 39–58.

[5] *Симонов В.А.* Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

[6] *Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.* Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 249 с.

[7] *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.

[8] *Ota T., Buslov M.M., Watanabe T.* Metamorphic evolution of the Late Precambrian eclogite and associated metabasites, Gorny Altai, Russia // International Geology Review. 2002. V. 44. P. 837–858.
[9] *Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А.* Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 224 с.
[10] *Леснов Ф.П.* Степень частичного плавления мантийного протолита при формировании дунитов из Инаглинского и Кондерского платиноносных щелочно-ультрамафитовых массивов (Алданский щит) // Металлогения древних и современных океанов – 2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 151–153.
[11] *Jaques A.L., Green D.H.* Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1980. V. 73. P. 287–310.
[12] *Hirose K., Kawamoto T.* Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPf: The effect of H_2O on the genesis of basaltic magmas // Earth and Planetary Sciences Letters. 1995. V. 133. P. 463–473.
[13] *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.
[14] *Скляров Е.В. и др.* Метаморфизм и тектоника. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 216 с.
[15] *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. doi:10.1111/jmg.12267.

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

2020. Выпуск 18. С. 209–2012

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ МИКРОТЕКСТУРЫ В НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОДАХ ЛОНГДОРСКОГО ПОДНЯТИЯ: К ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

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

Лонгдорское (Нечерское) поднятие находится в юго-восточной части Байкало-Патомской складчатой области, являющейся элементом окраины Сибирской платформы. В строении позднедокембрийской осадочной последовательности восточного склона Лонгдорского поднятия принимают участие дислоцированные породы пурпольской и медвежевской свит, баллаганахской и дальнетайгинской серий, разделенных локальными несогласиями **[1, 3]**, а также более молодые структурно-вещественные комплексы, вплоть до раннепалеозойских. Вопрос о возрасте складчатости Байкало-Патомской области является дискуссионным, приводились доводы о ее средне- и позднекембрийском, девонском, позднепалеозойском возрасте и более ранних деформациях (см. в **[5]** и **[7]**).

Район исследований находится на восточной окраине Лонгдорского поднятия, в верховьях р. Джелинда (правый приток р. Чара). По левому притоку р. Джелинда (руч. Опорный) обнажаются породы медвежевской свиты, баллаганахской (витимская, слюдянкинская, согдиогдонская свиты объединенные, конкудерская, мариинская свиты) и дальнетайгинской (ничатская и баракунская свиты) серий **[3]**. На изученном участке толщи медвежевской свиты, баллаганахской и дальнетайгинской серий залегают без видимых структурных несогласий и образуют крыло крупной опрокинутой складки.

Медвежевская свита представлена здесь филлитовидными породами с редкими прослоями песчаников лилового и зеленовато-серого цвета. В породах отчетливо видна сланцеватость и линейность, образованная замками микроскладок, распространенных локально. Сланцы без видимого несогласия, через пачку песчаников, сменяются темно-серыми диамиктитами. Диамиктиты полимиктовые массивные, без выраженной ориентировки обломков, неясного генезиса (мы предполагаем для них ледниковую природу **[6]**), при составлении геологической карты они рассматривались как базальный горизонт баллаганахской серии **[3]**.

В вышележащих песчаниках и гравелитах баллаганахской серии (витимская, слюдянкинская и согдиогдонская свиты) макроскопически проявлена сланцеватость или кливажные плоскости, секущие слоистость, наблюдаются замки крупных лежачих складок (рис. 1, *а*). Песчаники сменяются серыми сланцами с прослоями темно-серых известняков (конкудерская и мариинская свиты). Кливаж пересекает слоистость, некоторые карбонатные прослои превращены в кливажные муллионы (рис. 1, *б*). Массивные прослои песчаников, как и серые известняки и сланцы, пронизаны кварцевыми жилами и штокверками.

Ничатская свита начинается с пачки мелкогалечных конгломератов, основной ее объем сложен слоистыми диамиктитами ледникового происхождения **[4]** с маломощными прослоями песчаников, алевролитов и редко – мергелей. Макроскопически в породах ничатской свиты развитие межзернового кливажа или сланцеватости не отмечается. Перекрывающая ее баракунская свита представлена в основании «венчающими» доломитами, сменяющимися тонкослоистыми красноцветными глинисто-мергелистыми алевролитами, переходящими выше по разрезу в темно-серые глинисто-карбонатные, часто тонкослоистые «полосчатые» породы с маломощными прослоями известняков. В породах баракунской свиты присутствуют сопряженные складки, сопровождающиеся кливажом осевой плоскости (рис. 2, *а*) и разнонаправленными минеральными жилами.

Изучение микротекстур в шлифах показывает, что деформации пород медвежевской свиты и баллаганахской серии проявлялись неоднократно. В частности, деформация медвежевской

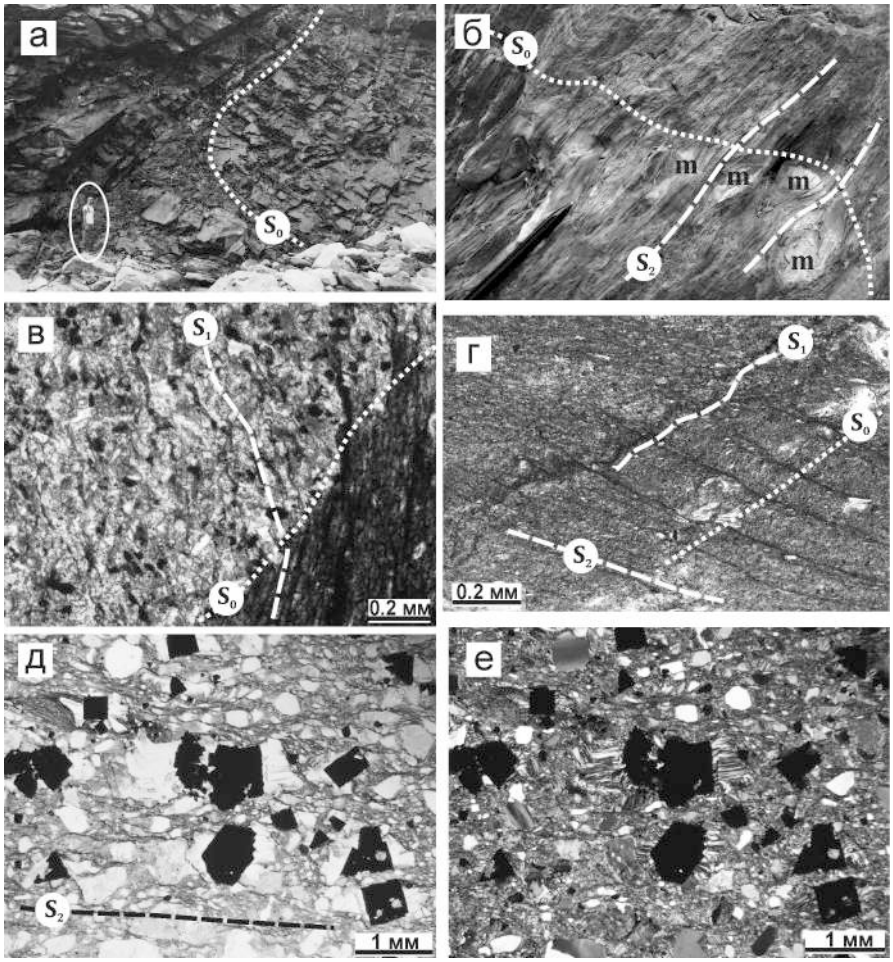


Рис. 1. Деформационные текстуры в породах медвежевской свиты и баллаганахской серии. *а* – замок крупной лежачей складки в левом борту руч. Опорного; *б* – кливажные муллионы в породах мариинской свиты; *в* – преломление доскладчатых кливажных зон на границах микрослойков в медвежевской свите; *г* – кливаж плойчатости в породах медвежевской свиты; *д, е* – кливаж и волокнистые каймы нарастания в тиллитах основания баллаганхской серии. Буквами обозначены: S_0 – слоистость, S_1 – кливаж и сланцеватость первого этапа, S_2 – наложенные текстуры кливажа плойчатости и сланцеватости, m – кливажные муллионы.

свиты могла начаться еще до полной ее литификации, что подтверждается присутствием оползневых текстур в породах. Повсеместно отмечается микросланцеватость и кливажные зоны, связанные, вероятно, с воздействием литостатического давления на стадии метагенеза, а также локально – кливажные зоны, секущие слоистость (см. рис. 1, *в*), связанные с воздействием стрессовых напряжений, до смятия слоев в поздние складки. На описанные текстуры наложен кливаж плойчатости (см. рис. 1, *г*) и параллельная ему микросланцеватость позднего этапа.

В диамиктитах основания баллаганахской серии выделяются два текстурных парагенеза, соответствующих полям напряжений разной ориентировки: (1) более ранние кварцево-хлоритовые волокнистые каймы нарастания и (2) хорошо развитый совершенный кливаж, в ассоциации с которым находятся параллельно-волокнистые каймы нарастания в тенях давления крупных зерен пирита (см. рис. 1, *д, е*). В сланцах конкудерской и мариинской свит на микроуровне отмечено два направления сланцеватости: субпараллельное слоистости и секущее слоистость. Образование более ранних микротекстур, субпараллельных слоистости, вероятно, связано с литостатическим давлением и соответствует метагенезу; пересекающие слоистость кливажные зоны и сланцеватость – результат более поздних деформаций.

В отличие от медвежевской свиты и баллаганахской серии, текстурный парагенез в породах дальнетайгинской серии указывает на один этап деформаций. Так, в тиллитах ничатской свиты присутствует межзерновой кливаж и каемки нарастания в тенях давления (рис. 2, *б, в*), в глинисто-карбонатных породах баракунской свиты – сопряженные складки с кливажом осевой плоскости и мелкие каемки нарастания (рис. 2, *г*).

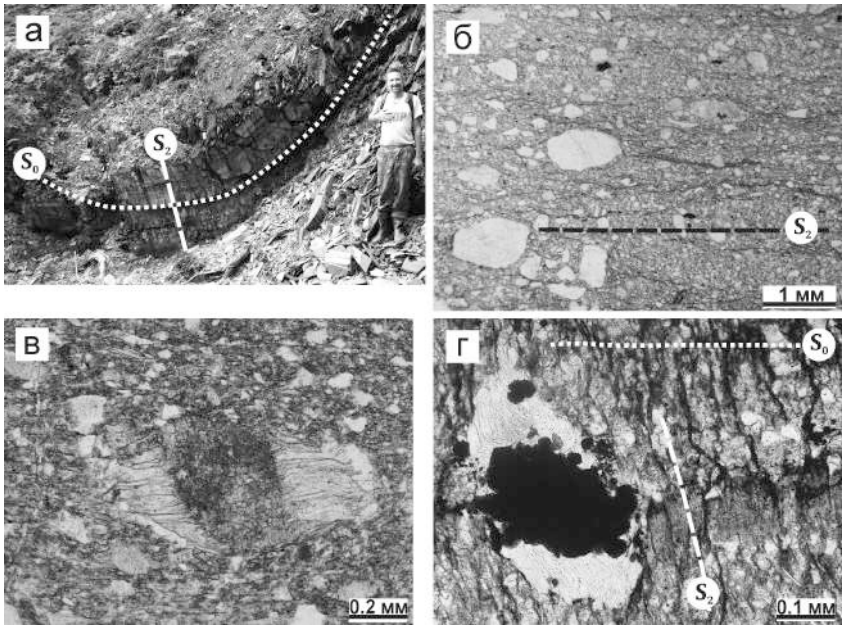


Рис. 2. Деформационные текстуры в породах дальнетайгинской серии. *а* – складка и кливаж осевой плоскости в породах баракунской свиты; *б* – кливажные зоны в тиллитах ничатской свиты; *в* – зональная кайма нарастания в карбонатном матриксе тиллитов ничатской свиты; *г* – кливажные зоны и мелкие кварцевые каемки нарастания в породах баракунской свиты. Буквенные обозначения см. на рис. 1.

Полученные результаты указывают на то, что преобразования пород соответствуют стадии метагенеза, бóльшая часть деформационных текстур в породах медвежевской свиты и баллаганахской серии связана с доскладчатым этапом, локально проявлено воздействие стрессовых напряжений. В песчаниках и сланцах баллаганахской серии присутствуют текстуры растяжения (кулисные веретенообразные жилы, штокверки, изогнутые каймы нарастания в тенях давления), морфология которых свидетельствует о присдвиговых условиях деформации в обстановке общего растяжения **[2, 8]**. Это хорошо укладывается в представления о рифтогенной природе медвежевской свиты **[1]** и баллаганахской серии.

Ориентировка кливажа осевой плоскости и шарниров складок в дальнетайгинской серии совпадает с направлением кливажа плойчатости в породах медвежевской свиты, ориентировкой шарниров складок разных порядков во всех толщах, а также направлением сланцеватости, секущей слоистость, что может быть результатом образования этих текстур на едином этапе «финальной» палеозойской складчатости.

Таким образом, история тектонического развития позднедокембрийских комплексов восточного склона Лонгдорского поднятия может быть сведена к двум основным этапам: (1) рифтогенному «преддальнетайгинскому» медвежевско-баллаганахского времени и (2) более позднему, с которым связаны главные складчатые деформации, охватившие в Байкало-Патомском регионе всю осадочную последовательность вплоть до раннего палеозоя.

Исследования проведены в рамках тем государственных заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН.

[1] *Иванов А.И., Лифшиц В.И., Перевалов Т.М., Страхова Т.М., Яблоновский Б.В.* Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995. 353 с.

[2] *Кирмасов А.Б.* Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 367 с.

[3] *Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба* 1:200000. Серия Бодайбинская. Лист О-50-XVI / Ред. Ф.В. Кузнецов. М., 1973.

[4] *Чумаков Н.М.* Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 21–34.

[5] *Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А.* Геологическая история патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // ДАН. 2007. Т. 413. № 3. С. 379–383.

[6] *Шацилло А.В., Латышева И.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В.* Признаки неопротерозойского оледенения в балаганнахской серии Лонгдорского поднятия и возможные масштабы проявления гляциопериода Стерт в Сибири (вести с полей) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 17. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. С. 286–289.

[7] *Шацилло А.В., Федюкин И.В., Паверман В.И.* Палеомагнетизм позднепалеозойских гранитов Ангаро-Витимского батолита и вмещающих пород Байкало-Патомской складчатой области: тектонические следствия // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 7. С. 1093–1111.
[8] *Passchier C.W., Trouw R.A.J.* Microtectonics. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1996. 285 p.

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

2020. Выпуск 18. С. 213–214

Lu-Hf СИСТЕМАТИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД МАРСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ (БИРЮСИНСКОЕ ПРИСАЯНЬЕ)

Е.Ф. Летникова[1], А.Э. Изох[1], Е.Н. Федерягина[2], В.Б. Ершова[3], С.М. Жмодик[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, efletnik@igm.nsc.ru
[2] Иркутск, Иркутский государственный университет
[3] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет

На основе U-Pb датирования цирконов из высококалиевых продуктов эксплозивного вулканизма Марского вулканического поля Бирюсинского Присаянья (междуречье рек Мара, Каменка, Уват), ранее ошибочно относимых к карагасской серии, оценен их возраст. Определение U-Pb возраста цирконов проводилось методом LA-ICP-MS в ГЕОХИ РАН на масс-спектрометре Element XR (Thermo Finnigan) с системой лазерной абляции UP-213 (New Wave Research). В качестве стандарта использовался стандарт GJ-1, а независимая проверка корректности измерений проводилась по стандарту 91500. Было изучено 95 зерен цирконов, из них 5 имели дискордантность выше 5 % и были исключены из дальнейшего рассмотрения. Наиболее древние цирконы имеют архейский и палеопротерозойский возраст. Небольшая популяция представлена цирконами неопротерозоя (около 720 млн лет). Возраст основной популяции цирконов (более 40 зерен) оценен в интервале 630–650 млн лет, средневзвешенное значение возраста составляет 640 млн лет. Зерна этой популяции имеют кристаллографический облик и четкую осцилляторную зональность. Таким образом, можно считать, что проявление высококалиевого вулканизма в пределах Бирюсинского выступа Сибирской платформы происходило на рубеже 640 млн лет. Этот вывод согласуется с данными по возрасту проявления щелочного магматизма в пределах этого древнего выступа. Белозиминский карбонатитовый массив имеет возраст кристаллизации 643±4 млн лет, Жидойский комплекс – 632±2 млн лет **[1]**. На интенсивное проявление в позднем рифее высококалиевого и щелочного магматизма и вулканизма на этой территории также указывали в своих работах К.Н. Егоров с соавторами **[2]**. Следует отметить, что в песчаниках ордовика в северной части Бирюсинского Присаянья на основе U-Pb датирования цирконов также выявлен пик, отражающий значительное присутствие среди источников сноса пород с возрастом 600–650 млн лет **[3]**. Столь широкое проявление такого магматизма и вулканизма на юге и юго-западе Сибирского кратона связывают с распадом суперконтинента Родиния в позднем докембрии в интервале 700–600 млн лет **[1]**. В это время (630–725 млн лет) вдоль края отделяющегося Сибирского континента формировались рудоносные карбонатитовые и ультрамафит-мафитовые магматические комплексы, которые рассматриваются как производные мантийных плюмов **[4]**.

На связь высококалиевых пород Бирюсинского Присаянья с производными мантийных расплавов указывают Lu-Hf-изотопные данные по популяции позднерифейских цирконов (44 зерна). Исследования Lu-Hf изотопного состава цирконов из высококалиевых пород Бирюсинского Присаянья были проведены на масс-спектрометре Nu Plasma HR multi-collector с системой лазерной абляции NewWave LUV 213, в изотопной лаборатории Университета г. Осло (Норвегия).

Первичное отношение изотопов гафния в наиболее молодой популяции цирконов высококалиевых пород Бирюсинского Присаянья варьируется в диапазоне от 0.282883 до 0.282591 при εHf от +18 до +2.3, указывая на участие различных источников вещества – корового и мантийного – в их образовании. Основная группа (38 зерен) представлена цирконами с отношением $^{176}Hf/^{177}Hf$=0.282621–0.282883, εHf=+8.8...+18.0. Первичные изотопные составы гафния в этих цирконах близки к параметрам умеренно деплетированной литосферной мантии. Незначительная часть цирконов (6 зерен) имеют более низкие значения отношений $^{176}Hf/^{177}Hf$= =0.282457–0.282591 при εHf =+2.3... +7.2, указывая на их связь с породами нижнекорового происхождения. При этом строго разграничить близкие по возрасту цирконы с различными изо-

топными данными не представляется возможным. В данном случае можно судить о изотопно-гетерогенной природе источника поступления обломочного материала при формировании высококалиевой пирокластики в результате ассимиляции мантийных расплавов с коровым веществом при проявлении эксплозивного вулканизма. Это заключение хорошо согласуется с результатами исследования отношения изотопов гафния и εHf для цирконов и бадделеитов мантийного происхождения из Якутской алмазоносной кимберлитовой провинции Сибирской платформы **[5]**.

Таким образом, проведенные исследования позволили выявить обширное проявление высококалиевого вулканизма в интервале 630–650 млн лет, связанного с магматическими событиями мантийного генезиса на юге Сибирской платформы. Происхождение и время образования этих пород не позволяют соотносить их с нормально-осадочными кварцевыми и кварц-полевошпатовыми позднерифейскими песчаниками карагасской серии, которые накапливались ранее в осадочном бассейне при пассивном тектоническом режиме в пределах Бирюсинского Присаянья.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 19-17-00099).

[1] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др.* Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // ДАН. 2005. Т. 404. № 3. С.400–406

[2] *Егоров К.Н., Киселев А.И., Меньшагин Ю.В., Минаева Ю.А.* Лампроиты и кимберлиты Присаянья: состав, источники алмазоносности // ДАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 791–797.

[3] *Glorie S., De Grave J., Buslov M.M. et al.* Detrital zircon provenance of Early Palaeozoic sediments at the southwestern margin of the Siberian Craton: Insights from U–Pb geochronology // Journal of Asian Earth Sciences. 2014. V. 82. P. 115–123.

[4] *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.

[5] *Sun J., Tappe S., Kostrovitsky S.I. et al.* Mantle sources of kimberlites through time: A U-Pb and Lu-Hf isotope study of zircon megacrysts from the Siberian diamond fields // Chemical Geology. 2018. V. 479. P. 228–240.

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

2020. Выпуск 18. С. 215–217

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ОБСТАНОВОК КОЛЛИЗИИ, РАСТЯЖЕНИЯ И СДВИГОВЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

И.И. Лиханов

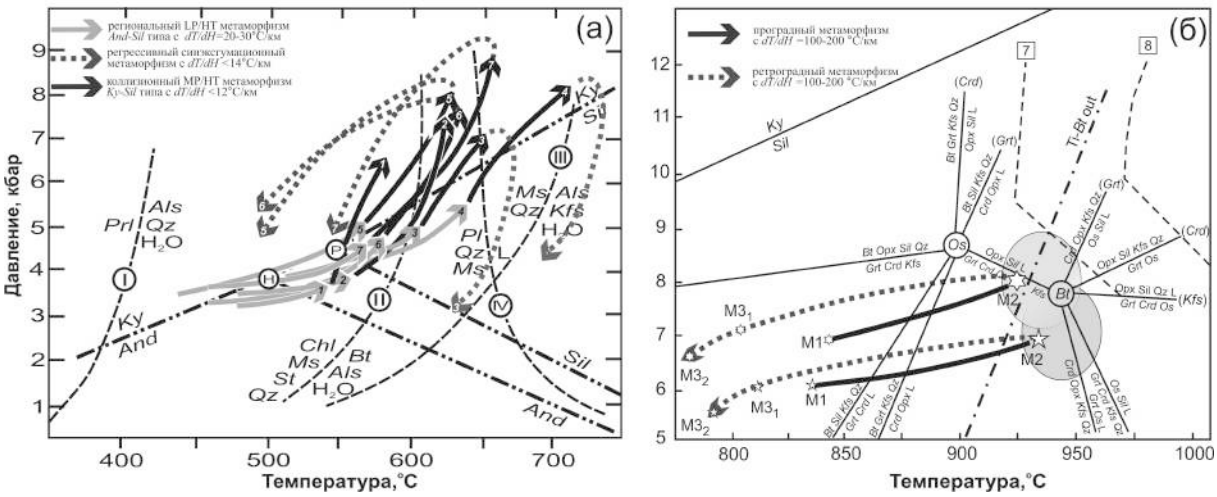
Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, likh@igm.nsc.ru

Метаморфические породы присутствуют в большей части литосферы и содержат важную информацию о термодинамических параметрах петрогенезиса. В связи с этим метаморфизм является одним из индикаторов эндогенных процессов, а его корреляция с магматизмом и тектоникой позволяет реконструировать последовательность событий при развитии литосферы.

Эффективным методом для выяснения тектономагматических причин метаморфизма является реконструкция и анализ *P* (*pressure*) – *T* (*temperature*) – *t* (*time*) трендов эволюции пород. Наиболее широко этот подход применяется при интерпретации эволюции орогенов с полициклической историей, где разные типы метаморфизма сочетаются между собой в контрастных геодинамических обстановках **[1]**. В докладе эти вопросы обсуждаются на примере геологических комплексов, в составе которых исследованы проявления контактового и LP/HT метаморфизма, обусловленные восходящими движениями магмы, коллизионного метаморфизма MP/HT и HP/LT, связанные с надвигами и субдукцией, стресс-метаморфизма при деформационных процессах и UHT гранулитового метаморфизма. Полиметаморфизм этих пород четко отслеживается по реакционным микроструктурам, химической зональности минералов, конфигурации *P-T* трендов и изотопным датировкам **[2]**.

В Заангарье Енисейского кряжа на первом этапе сформировались зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренвильского возраста при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте *dT/dH*=25–35 °C/км. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа **[3]**. Формирование более древних пород тейского комплекса происходило в результате надвигов со стороны Сибирского кратона на рубеже 850 млн лет. Поздний коллизионный метаморфизм пород гаревского комплекса контролировался встречными движениями в ходе аккреционных событий вальгальской складчатости (~800 млн лет) **[4]**. Особенностями этого метаморфизма являются малая мощность зон (3–8 км) и повышение давления при приближении к надвигам от 4.5 до 8.0 кбар при слабых вариациях температуры, что свидетельствует о низком метаморфическом градиенте от 7 до 14 °C/км (рисунок, *а*).

Эти признаки характерны для коллизионного метаморфизма, обусловленного утолщением земной коры в результате быстрого надвига с последующим быстрым подъемом пород, т.е. когда при скорости процессов около 1–10 мм/год не достигалось выравнивание температур между блоками земной коры из-за тепловой инерции в сравнении с давлением **[3]**. Различия в направлении движения регрессивных ветвей, определяющих итоговую траекторию *P-T-t* трендов, контролируются разными скоростями и механизмами эксгумации: эрозионной денудацией перекрывающих комплексов (CW) или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры (CCW). Декомпрессионное остывание с низким *dT*/*dH*≤12 °C/км пород гаревского комплекса могло быть связано с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды (рисунок, *а*), что подтверждается их синхронностью с рифтогенными продуктами бимодального магматизма **[5]**. Во всех случаях наложение более высокобарического этапа сопровождалось существенным ростом содержания Grs минала синхронно с уменьшением концентрации Y и HREE в зональных гранатах **[6]**. Комплексы с субизобарическим остыванием образуются в условиях длительного охлаждения на средне- и нижнекоровых уровнях глубинности. В качестве примера приведена эволюция *P-T* параметров с ходом «против часовой стрелки» при высоком градиенте до 200 °C/кбар, указывающая на развитие UHT парагенезисов Ангаро-Канского блока при сильном прогреве (900–1000 °C) с последующим субизобарическим остыванием (рисунок, *б*). Такие



***P–T–t* тренды эволюции метаморфизма для гнейсов тейского (1–4) и гаревского (5–7) комплексов Заангарья Енисейского кряжа (*а*) и UHT гранулитов Южно-Енисейского кряжа (*б*).**

условия отвечают обстановкам внутриплитного растяжения, сопровождаемого андерплейтингом базитовых расплавов в связи с предполагаемой активностью Тимптонского мантийного плюма (~1750 млн лет) в составе Транссибирской КМП **[7]**. Подобный механизм растяжения представляется как увеличение мощности коры за счет поступления и кристаллизации мантийных и нижнекоровых расплавов в обстановках внутриконтинентальных рифтов с последующим медленным остыванием на глубинах, соответствующих нижним и средним горизонтам коры **[2]**.

В пределах Приенисейской сдвиговой зоны (ПРСЗ) породы подвергались интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием высокобарических тектонитов. Выявленные различия в *P-T* параметрах метаморфизма между сильно- и слабодеформированными породами и конфигурации *P-T-t* трендов контролировались разными тектоническими механизмами. Полихронный динамометаморфизм гнейсов Ангаро-Канского блока на юге и формирование основной массы бластомилонитов северного сегмента ПРСЗ происходили с повышением давления на 1.5–3.0 кбар при незначительном увеличении температуры с низким метаморфическим градиентом *dT/dH* <10 °С/км в сравнении с фоновыми значениями более раннего регионального метаморфизма, что, вероятно, было обусловлено утолщением земной коры в результате быстрого надвига/субдукции с последующим быстрым подъемом пород. Максимальные превышения термодинамических параметров метаморфизма установлены в тектонитах базитового состава с реликтовыми глаукофансланцевыми ассоциациями, которые подверглись метаморфизму с одновременным значительным ростом давления на 3–5 кбар и температуры на 180–240 °С при более высоком градиенте – *dT/dH*=15–20 °С/км. Такие превышения *P-T* параметров могли быть связаны с прогрессивным метаморфизмом, осложненным локальным разогревом пород при вязких деформациях и/или превышением ориентированного тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига **[8]**.

Резюме. Наиболее хорошо разработаны тектонические модели для гранулитовых комплексов. Для других типов пород, локализованных преимущественно на конвергентных границах литосферных плит, ситуация менее понятна. В частности, это может относиться к комплексам бластомилонитов, представленным пакетами тектонических пластин и зон с вязкопластичным течением горных масс, подвергнутым быстрым сдвиговым деформациям. Процессы фрагментации вещества в таких метаморфических толщах обычно происходят с обособлением реологически контрастных доменов, каждый из которых имеет индивидуальную *P-T-t-d* (*deformation*) историю формирования. Эти вопросы разработаны слабо, что требует дополнительных исследований. В целом же, *P-T-t* тренды эволюции пород являются эффективным инструментом для исследования тектонотермальных процессов при метаморфизме. А интерпретация результатов *P-T-t* эволюции пород с термомеханическим численным моделированием взаимодействия литосферных блоков, выполненным с учетом варьирующихся скоростей и механизмов погружения и эксгумации пород, имеет перспективы для корректного решения большого класса геодинамических задач.

[1] *Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y.* The nature and models of metamorphism. Cham: Springer, 2019. 330 p.
[2] *Лиханов И.И.* Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.
[3] *Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I.* Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology. 2004. V. 22. P. 743–762.
[4] *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А.* Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. № 1. С. 28–51.
[5] *Likhanov I.I., Santosh M.* Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. P. 315–331.
[6] *Likhanov I.I.* Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Geological Society, London, Special Publications. 2019. V. 478. P. 89–115.
[7] *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В.* Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 423–440.
[8] *Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M.* Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304–307. P. 468–488.

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

2020. Выпуск 18. С. 218–220

НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ПАРАГЕНЕЗИСОВ «ТРОЙНОЙ ТОЧКИ» AL_2SiO_5 КАК СЛЕДСТВИЕ ПОЛИМЕТАМОРФИЗМА ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ МЕТАПЕЛИТОВ

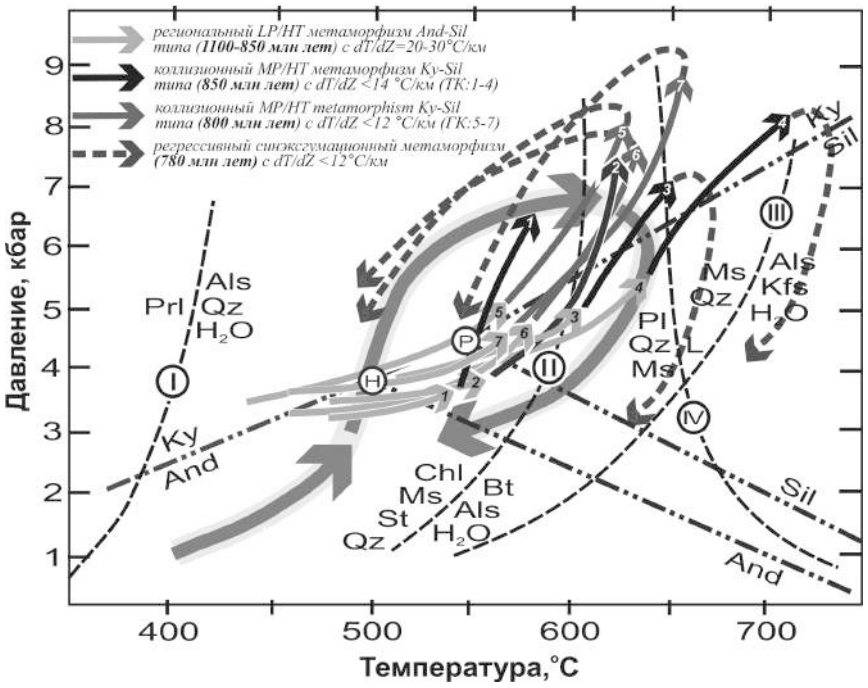
И.И. Лиханов

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

Полиморфные модификации Al_2SiO_5 – кианит, андалузит и силлиманит – важнейшие индикаторы метаморфизма в горных породах. При одинаковом химическом составе они имеют разную кристаллическую структуру, стабильную при различных *P-T* параметрах. На основе различных трендов изменения температуры с глубиной и соотношения этих трендов на *P-T* диаграмме с полями устойчивости полиморфов Al_2SiO_5 выделяются разные «барические» типы метаморфизма. Андалузит устойчив при низких давлениях и температурах; при росте давления он сменяется кианитом, а при повышении температуры они оба замещаются силлиманитом, что приводит к формированию зональных метаморфических комплексов или фациальных серий низких и умеренных давлений.

«Тройная точка», соответствующая устойчивому равновесному сосуществованию всех трех полиморфов Al_2SiO_5, – один из наиболее важных инвариантных узлов в метаморфической петрологии. Минеральные ассоциации с участием этих фаз информативны для калибровки геотермобарометров, выявления индикаторных изотопных характеристик и ряда других геохимических параметров **[1]**. В литературе было описано несколько проявлений метаморфизма с «тройной точкой», к наиболее известным из которых относятся Белз Бьюитт в Айдахо, Маунт Мусилок в Нью-Гэмпшире и поднятия Рио Мора, Пикурис, Тручас в Нью-Мексико. Они считались характерными примерами зональных ореолов одноактного метаморфизма, формировавшихся при *P-T* параметрах «тройной точки». Это так называемый «тип Айдахо» **[2]**. Пересмотр этих объектов с применением новейших методов исследований показал, что во всех случаях минералы Al_2SiO_5 образовались в разное время и не могут считаться стабильными одновременно в метапелитах обычного химического состава **[3]**. Теоретически благоприятная ситуация для одновременного появления андалузита, силлиманита и кианита возможна только в более редких в природе высокоглиноземистых составах пород. Нам это представляется недостаточно обоснованным, поскольку речь здесь может идти не об одновременном устойчивом сосуществовании указанных минералов, а об их последовательной смене в процессе эволюции термодинамических условий при полиметаморфизме. Доклад посвящен обоснованию этих положений на примере высокоглиноземистых метапелитов Заангарья Енисейского кряжа, для которых типична ассоциация трех алюмосиликатов.

По химическому составу эти породы классифицируются как низкокальциевые и умеренно насыщенные K_2O метапелиты, одновременно обогащенные железом (Fe_2O_3 до 12 мас. %) и глиноземом (Al_2O_3 до 28 мас. %) **[4]**. Полицикличность этих комплексов, выраженная наложением поздних ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий, четко диагностируется по реакционным микроструктурам, химической зональности минералов, конфигурации *P-T* трендов и изотопным датировкам **[5]**. По результатам исследований были выделены два проградных этапа в их развитии (рисунок). На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений And-Sil типа с гренвильским возрастом (~1050–950 млн лет) при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте dT/dH=25–35 °C/км **[6]**. На втором этапе вблизи надвигов эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя пиками – 850 и 800 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky-Sil типа, в результате чего происходило прогрессивное замещение And→Ky±Sil **[7]**. В последовательности пород Ky-Sil метаморфизма максимальные значения *P-T* параметров свойственны метапелитам чапского участка (P=5.8–8.4 кбар, T=630–710 °C; dT/dH=12–14 °C/км), характеризующимся повсеместным присутствием силлиманита практически во всех метаморфических зонах. В других проявлениях метаморфизма Ky-Sil типа силлиманит встречается реже. Фибролит обычно появ-



***P-T* тренды метаморфизма для глиноземистых метапелитов Заангарья Енисейского кряжа (тейский комплекс: 1 – маяконский участок, 2 – полканский участок, 3 – тейский участок; 4 – чапский участок; гаревский комплекс: 6 – енисейский участок, 7 – тисский участок и 8 – гаревский участок) в сравнении с обобщенной *P-T* эволюцией And+Ky+Sil-содержащих пород из других регионов мира (жирная серая петля).** Пунктирными линиями с римскими цифрами приведены известные минеральные равновесия для метапелитовой системы, штрихпунктиром и кружками показаны координаты «тройной точки» и линии моновариантных равновесий полиморфов Al_2SiO_5.

ляется только вблизи гранитов (маяконский и тейский участки), что связывается с локальным привносом дополнительного тепла со стороны гранитоидных интрузивов **[8]**. Микроструктурные взаимоотношения между полиморфами Al_2SiO_5 свидетельствуют о последовательном росте андалузита, силлиманита, фибролита и кианита при метаморфизме с преобладанием различных схем реакционных замещений между этими минералами. Для маяконского участка характерны And→Ky→Sil±Fi реакционные соотношения, для полканского участка – And→Ky+ +Sil, для чапского участка – And→Sil→Ky, для тейского участка – And→Sil→Ky+Fi **[9]**.

Секущий характер наложенных изоград в изученных зональных ореолах, специфика распределения главных и редких химических элементов в зональных минералах, а также видимые различия в структурно-текстурных особенностях, *P-T* условиях формирования, величинах метаморфических градиентов и изотопных датировках разных типов метаморфизма свидетельствуют о последовательном росте полиморфов Al_2SiO_5, связанном со сложной полиметаморфической историей при смене тектонических условий. Во всех случаях минералы Al_2SiO_5 образовались в разное время и не могут считаться стабильными одновременно, хотя *P-T* тренды полиморфов могли проходить вблизи или непосредственно через «тройную точку» (рисунок). Сравнительный анализ с аналогичными проявлениями в других регионах мира показал, что в природе не существует истинных парагенезисов «тройной точки», в которых три разных полиморфа Al_2SiO_5 росли бы одновременно при одинаковых *P-T* условиях и при этом были бы уравновешены в отношении всех компонентов. Они всегда находились в реакционных соотношениях, т.е. формировались разновременно. Это означает, что использование таких ассоциаций для оценки *P-T* параметров метаморфизма и калибровки геотермобарометров может являться причиной значительных ошибок.

Соотношения устойчивости природных алюмосиликатов нуждаются в дальнейшем изучении. И даже в том случае, когда взаимоотношения в рассматриваемой системе будут выявлены достаточно полно, при приложении экспериментальных данных к природным объектам следует, прежде всего, учитывать влияние компонентов-примесей и кинетику протекания реакции и образования центров кристаллизации, а не термодинамику полиморфных превращений. Автор полагает, что парагенезисы «тройной точки» имеют большое значение не столько для обос-

нования конкретных условий температуры и давления, сколько для привлечения внимания к природе самих процессов метаморфизма.

[1] *Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y.* The nature and models of metamorphism. Cham: Springer, 2019. 330 p.

[2] *Hietanen A.* On the facies series in various types of metamorphism // Journal of Geology. 1967. V. 75. P. 187–214.

[3] *Pattison D.R.M.* Instability of Al_2SiO_5 «triple point» assemblages in muscovite +biotite+quartz-bearing metapelites, with implications // American Mineralogist. 2001. V. 86. P. 1414–1422.

[4] *Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю.* Минеральные равновесия и P-T диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 81–92.

[5] *Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M.* Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304–307. P. 468–488.

[6] *Likhanov I.I.* Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Geological Society, London, Special Publications. 2019. V. 478. P. 89–115.

[7] *Likhanov I.I., Santosh M.* Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. P. 315–331.

[8] *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В.* Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 423–440.

[9] *Likhanov I.I., Santosh M.* The “triple point” paradigm of aluminosilicates revisited // Geological Journal. 2020. V. 55. P. 4772–4789.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 221–223

АНОРОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА – ИНДИКАТОР РАСПАДА ДОКЕМБРИЙСКИХ СУПЕРКОНТИНЕНТОВ НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

И.И. Лиханов, А.Д. Ножкин, В.В. Ревердатто, П.С. Козлов

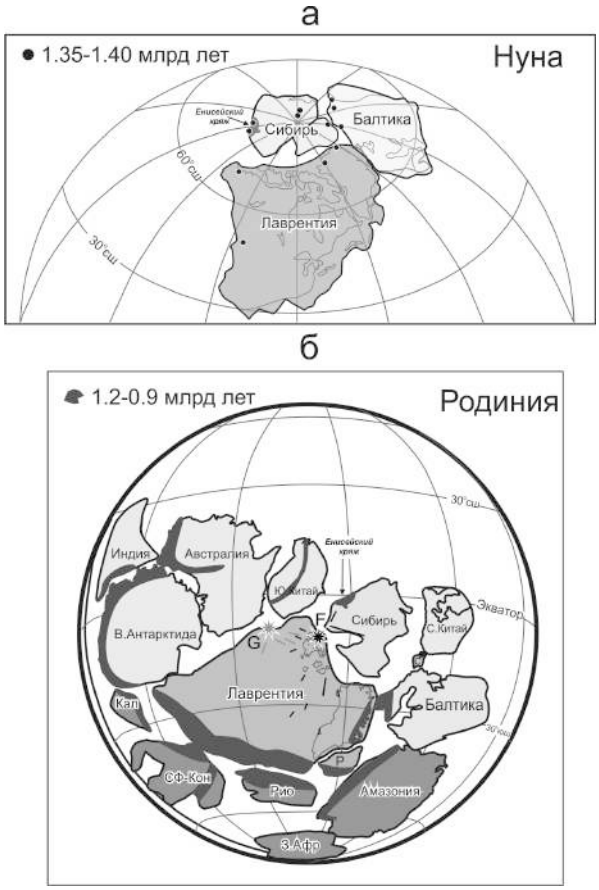
Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, likh@igm.nsc.ru

Тектоническое строение и эволюция Центрального блока (ЦБ), слагающего большую часть Енисейского кряжа, дискуссионны. ЦБ рассматривают как: (1) экзотический террейн, причленившийся к Сибирскому кратону ~760 млн лет назад **[1]**, (2) выход архей-палеопротерозойского фундамента Сибирского кратона, полностью переработанного в ходе последующих тектонотермальных событий **[2]** или (3) коллизионно-аккреционную структуру на западе Сибирского кратона, консолидированную в течение мезо-неопротерозойской эволюции **[3, 4]**. В связи с этим реконструкция геологической истории Енисейского кряжа важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов на границах древних кратонов, но и для решения вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древних суперконтинентов – Нуна (Колумбия) и Родиния.

Нами рассмотрены геологические, геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства мезо- и неопротерозойских событий на западной окраине Сибирского кратона и показано многократное проявление внутриплитного магматизма в обстановках литосферного растяжения, связанных с проявлением плюмовой активности. Объекты исследования, представленные субщелочными гранитоидами, расположены на северо-западе Заангарья Енисейского кряжа в пределах тейского (ТМК) и гаревского (ГМК) комплексов, приуроченных к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской (ТИСЗ) и Приенисейской (ПРСЗ) систем региональных разломов.

Рифтогенная природа изученных гранитоидов обосновывается их морфологией в виде даек и силлов и/или тектонических пластин и клиньев, приуроченных к зонам региональных разломов, бимодальным составом продуктов магматизма и свойственными для внутриплитных гранитов А-типа петролого-геохимическими характеристиками пород, которые кристаллизовались из высокотемпературных и водоненасыщенных магм, обогащенных главным образом щелочами, железом и некогерентными элементами **[5, 6]**.

Время их внедрения, зафиксированное по U-Pb датировкам циркона и монацита, представлено двумя пиками – 1380–1360 и 800–720 млн лет, контролируемыми процессами растяжения коры в пределах крупных линеаментных структур региона. Ранние события синхронны с процессами извержения пикробазальт-базальтовых туфов и лав, формированием рапакивиподобных гранитов и ассоциирующих субвулканических тел габбро-долеритов и пикритоидов Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса Енисейского кряжа **[3, 7]** и с одновозрастными событиями на других материках **[6, 8]**. Активизация магматической деятельности и сопутствующий рифтогенез на рубеже нижнего и среднего рифея на западной окраине Сибирского кратона и в других континентальных блоках маркируют заключительные стадии распада предполагаемого палеомезопротерозойского суперконтинента Нуна (Колумбия), продолжающиеся вплоть до начала гренвильских событий. Постгренвильские этапы эволюции орогена и начальные процессы растяжения фиксируются дайковыми роями бимодальных ассоциаций анорогенных гранитоидов и внутриплитных базитов с возрастом 797–792 млн лет, внедрение которых происходило несколько позднее кульминационного этапа коллизионного метаморфизма **[5]**. Последующее развитие региона контролировалось многократным проявлением рифтогенного магматизма, связанного с проявлением плюмовой активности, обусловившей распад суперконтинента Родиния и раскрытие Палеоазиатского океана **[6, 9]**. В ТИСЗ выделено несколько эпох (0.78–0.65 млрд лет) формирования рифтогенных структур сопровождавшихся внутриплитным бимодальным, субщелочным кислым, основным и щелочным вулканизмом и интрузивным магматизмом **[10]**. В ПРСЗ наиболее широко проявился бимодальный



***а* – реконструкция ядра суперконтинента Нуна в интервале времени 1900–1200 млн лет по [13].** Черные кружки показывают локализацию возрастных эквивалентов (1.40–1.35 млн лет) тектонических событий в пределах Сибири, Лаврентии и Балтики. *б* – конфигурация ядра Родинии и расположение подвижных поясов гренвильской складчатости, показанные темным цветом по **[15]** в период ее стабилизации (1100–850 млн лет назад). Светло-серыми и темно-серыми линиями показаны рои даек Гюнбарель (G) (780 млн лет) и Франклин (F) (723 млн лет) с предполагаемым и центрами, обозначенными звездочками тех же оттенков серого по **[8]**.

риолит-базальтовый и субщелочной лейкогранитный магматизм с возрастом 720–750 млн лет **[1, 11]**.

Синхронность магматической активности и схожая последовательность однотипных тектонотермальных событий на арктической окраине Нуны и Родинии (рисунок) подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов Северной Атлантики (Лаврентии и Балтики) в широком диапазоне времени (1.38–0.72 млрд лет), что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов **[12–14]** и временными диапазонами формирования крупных изверженных провинций **[8]**.

Возрастной интервал между этими процессами в эволюции Енисейского кряжа (~650 млн лет) коррелирует с длительностью суперконтинентальных циклов, начинающихся со стадии рифтогенеза и распада предшествующего суперконтинента до распада нового суперконтинента. Эти магматические события хорошо коррелируют с этапами распада докембрийских суперконтинентов Нуна и Родиния.

[1] *Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К.* Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона: геолого-структурные, седиментологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 502–519.

[2] *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.

[3] *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.

[4] *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А.* Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. № 1. С. 28–51.

[5] *Likhanov I.I., Santosh M.* Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. P. 315–331.

[6] *Likhanov I.I., Santosh M.* A-type granites in the western margin of the Siberian craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research. 2019. V. 328. P. 128–145.

[7] *Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А.* Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 158–181.

[8] *Ernst R.E., Hamilton M.A., Soderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.M.* Long-lived connection between southern Siberia and northern Lavrentia in the Proterozoic // Nature Geoscience. 2016. V. 9. P. 464–469.

[9] *Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M.* Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304–307. P. 468–488.

[10] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е.* Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 666–688.

[11] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В.* Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 312–332.

[12] *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В.* Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 423–440.

[13] *Evans D.A.D., Mitchell R.N.* Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna // Geology. 2011. V. 39. P. 443–446.

[14] *Torsvik T.H.* The Rodinia Jigsaw Puzzle // Science. 2003. V. 300. P. 1379–1381.

[15] *Rino S., Kon Y., Sato W., Maruyama S., Santosh M., Zhao D.* The Grenvillian and Pan-African orogens: world's largest orogenies through geological time, and their implications on the origin of superplume // Gondwana Research. 2008. V. 14. P. 51–72.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 224–226

ФЕНОМЕН СОВРЕМЕННОГО РАЗРЫВООБРАЗОВАНИЯ НА МЫСЕ РЫТЫЙ (СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ)

О.В. Лунина[1], А.А. Гладков[1, 2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, lounina@crust.irk.ru
[2] Иркутск, ГАУ ДО ИО «Центр развития дополнительного образования детей», детский технопарк «Кванториум Байкал», anton90ne@rambler.ru

Мыс Рытый – самое загадочное место на северо-западном побережье озера Байкал **[1]**. Этот береговой выступ образован современными аллювиальными, пролювиальными и делювиально-пролювиальными преимущественно грубообломочными отложениями р. Риты, которая часто меняет свое русло, формируя рытвины. Протяженность мыса в северо-восточном направлении составляет ~4.32 км, в северо-западном ~1.68 км. Капитаны судов отмечают, что в районе мыса Рытого время от времени пропадает сигнал GPS, что также отмечалось и в нашей полевой практике.

Согласно **[2, 3]**, главный сейсмогенный разлом в районе мыса Рытого прослеживается по северо-западной границе дельтовой равнины, а соответствующий ему уступ относится к палеосейсмодислокациям 3-й возрастной группы с возрастом 6–8 тыс. лет и углами склона 24–29°. Серия более коротких разрывов также картируется в Байкальском хребте. Первоначально задачи наших работ были связаны с детальным изучением этих деформаций на основе материалов высокоточной аэрофотосъемки и георадиолокации. Однако в ходе анализа фотограмметрических данных, полученных с помощью БПЛА DJI Phantom 4 Pro V2.0, в 30–150 м от берега оз. Байкал в отложениях р. Риты мы обнаружили ранее неизвестную зону поверхностных нарушений, которая заслуживает особого внимания. Это обусловлено тем, что речные дельты очень изменчивы **[4]**, а значит, сохранившиеся в их пределах деформации являются наиболее молодыми следами тектонических движений. Их выявление возможно только когда скорость формирования и величина наклона разломного уступа достаточно большие для того, чтобы перевесить влияние седиментации, эрозии и уклона реки **[5, 6]**. Таким образом, целью настоящей работы стало выяснить происхождение и возможный возраст формирования вновь обнаруженной зоны разрывов.

Для выяснения природы современных нарушений нами было проведено их картирование на ортофотоплане и цифровой модели местности (ЦММ) с пространственным разрешением 6–10 и 10–20 см/пиксель соответственно. Для получения таких высокоточных материалов было обработано более 7000 фотографий, сделанных 30 июня – 5 июля 2019 г. с высоты не более 120–150 м относительно земной поверхности при скорости полета не более 30 км/час. Обработка изображений земной поверхности проведена по стандартной методике **[7]** в лицензионном программном обеспечении «Agisoft Metashape». Далее проведена статистическая обработка разрывов, а для анализа привлечены все доступные материалы.

Откартированные нарушения земной поверхности представляют собой четко локализованную зону разрывов шириной до 135 м, которая простирается вдоль края дельты с перерывами на север и северо-восток на протяжении 2.9 км. Преобладающее направление разрывов – 30–60°. На местности они выражены уступами (иногда с рвами в их подножии) высотой на наиболее выразительном сегменте, ассоциируемой с вертикальным смещением, от 0.20 до 1.84 м. Уклон нарушенной исходной поверхности в большинстве точек измерений не более 4°, единичные замеры достигают 7–9°. В нескольких местах зона полностью эродирована водными потоками. В целом она повторяет озерный край дельты, но по строению соответствует классической зоне растяжения, возможно с незначительной сдвиговой компонентой, хотя однозначных горизонтальных смещений русел вдоль разрывов пока не установлено.

Статистический анализ параметров разрывов (длины; вертикального смещения по разрыву, ассоциированного с высотой разломного уступа на наиболее представительном сегменте разрыва; горизонтальной компоненты полного смещения по падению разрыва, т.е. горизонтального разобщения исходной поверхности) показал, что особенности строения их зоны под-

чиняются общим закономерностям развития разломов земной коры, сформированных в результате преобладающего растяжения. Так, распределение длин разрывов с шагом 10 м демонстрирует, что во всей зоне коротких разрывов больше, чем длинных. Самый протяженный из них – 218 м, наименьший – 8.16 м. Экспоненциальная закономерность, однако, не является идеальной, так как некоторые нарушения, в особенности самые мелкие, являются сохранившимися фрагментами более крупных разрывов. Вертикальное смещение прямо пропорционально длине разрыва (коэффициент корреляции R=0.73) и горизонтальной компоненте полного смещения по падению разрыва (R=0.65). Обе составляющие подвижки, как и длина отдельных нарушений, повторяют одну и ту же особенность: количество разрывов с меньшими величинами смещений больше. Это означает, что значительная часть длины выявленной зоны приходится на участки со смещениями, намного меньшими, чем максимальная подвижка. Такая ситуация характерна для сейсмогенных сбросов **[8]**.

В результате анализа имеющихся материалов (в том числе **[2, 9–11]**, космоснимков низкого разрешения 1984–2016 гг., представленных в онлайн-сервисе Google Earth Pro, космоснимков, полученных с КА Pleiades-1A/1B 11.06.2016 г., с пространственным разрешением 0.5 м/пиксель и сейсмологических данных **[12, 13]**) и взаимоотношений речных русел со сбросовыми уступами установлено, что образование современной зоны разрывов во фронтальной части дельты р. Риты предопределено тектоникой и произошло как вторичный эффект резонансных колебаний от землетрясения 13.08.1962 г. с M=5.2, эпицентр которого находился напротив мыса Рытый, в зоне Морского разлома. Сейсмическое событие инициировало формирование системы разрывов, после чего произошло гравитационное проседание грубообломочных отложений конуса выноса в прибрежной зоне. Аналогичные процессы происходят в подводной части дельты р. Селенги, где по батиметрическим данным и материалам многоканального сейсмического профилирования в осадочных толщах фиксируются тектонические уступы, смещения и гравитационное сползание блоков, ассоциируемое с сейсмотектонической активизацией **[14]**. Это свидетельствует о том, что уникальная природная обстановка экосистемы Байкала формируется при воздействии одних и тех же эндогенных и экзогенных факторов (наличие разрывных нарушений, сейсмичности и гравитационного проседания), и лишь в подводной части гравитационные смещения усиливаются, благодаря водонасыщенности осадочных пластов.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ и правительства Иркутской области в рамках научного проекта № 20-45-385001 р_Наставник. Авторы благодарны ФГБУ «Заповедное Прибайкалье» за возможность проведения научно-исследовательских работ на территории Байкало-Ленского заповедника в рамках договора о сотрудничестве № 43 от 30.05.2019 г.

[1] *Бурмейстер А.А., Костюнин О.В.* Тайны Байкала: Гневный мыс Рытый. Иркутск: ОАО НПО «Облмашинформ», 2006. 31 с.

[2] *Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья* / Ред. В.П. Солоненко. М.: Наука, 1968. 220 с.

[3] *Чипизубов А.В., Мельников А.И., Столповский А.В., Баскаков В.С.* Палеосейсмодислокации и палеоземлетрясения в пределах Байкало-Ленского заповедника (зона Северобайкальского разлома) // Труды Государственного природного заповедника «Байкало-Ленский». Иркутск: РИО НЦ РВХ ВСНЦ СО РАМН, 2003. Вып. 3. С. 6–18.

[4] *Михайлов В.Н.* Эти изменчивые речные дельты // Природа. 2002. № 4. С. 43–49.

[5] *Holbrook J., Schumm S.A.* Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings // Tectonophysics. 1999. V. 385. P. 286–306.

[6] *Kim W., Sheets B.A., Paola C.* Steering of experimental channels by lateral basin tilting // Basin Research. 2010. V. 22. P. 286–301.

[7] *Тихонов А.А., Аакматов Д.Ж.* Обзор программ для обработки данных аэрофотосъемки // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2018. № 12. С. 192–198.

[8] *McCalpin J.P.* Paleoseismology. 2nd edition. Amsterdam: Academic Press, Elsevier, 2009. 613 p.

[9] *Дриженко Ф.К.* Атлас озера Байкал. Составлен гидрофизической экспедицией под руководством полковника Ф.К. Дриженко. СПб.: Изд-во Главного гидрографического управления, 1908. 31 л. (две сборные карты).

[10] *Геологическая карта.* Масштаб 1:200000. Серия Прибайкальская. Лист № 49-XIX. М.: Аэрогеология, 1974.

[11] *Лунина О.В., Гладков А.С., Шерстянкин П.П.* Новая электронная карта активных разломов юга Восточной Сибири // ДАН. 2010. Т. 433. № 5. С. 662–667.

[12] New catalog of strong earthquakes in the USSR from ancient times through World Data Center A for Solid Earth Geophysics / Eds. N.V. Kondorskaya, N.V. Shebalin. Colorado, USA: World Data Center A, 1982. 608 p.

[13] *Солоненко А.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С.* Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 113–122.

[14] *Хлыстов О.М., Кононов Е.Е., Хабуев А.В., Белоусов О.В., Губин Н.А., Соловьева М.А., Наудс Л.* Геолого-геоморфологические особенности Посольской банки и Кукуйской гривы озера Байкал // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 12. С. 2229–2239.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 227–228

ДИНАМИЧЕСКОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ КАЛЕДОНСКОЙ КОЛЛИЗИИ НА СИБИРСКУЮ ПЛАТФОРМУ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

А.М. Мазукабзов[1], В.С. Федоровский[2], Д.П. Гладкочуб[1], Т.В. Донская[1], Е.В. Скляров[1], А.В. Лавренчук[3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, mazuk@crust.irk.ru
[2] Москва, Геологический институт РАН, west@migmail.ru
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, krm@igm.nsc.ru

Предметом рассмотрения является деформированная зона, запечатлевшая следы мощных процессов на границе Сибирской платформы и каледонской складчатой области.

Обоснованное представление о каледонской коллизии на территории Западного Прибайкалья возникло в результате получения абсолютного возраста гранитоидов и метаморфитов Приольхонья **[1, 2]**, которые ранее относились к раннедокембрийским образованиям. К настоящему времени на эту территорию составлена крупномасштабная геологическая карта, получена полноценная инфрмация о структурно-тектонической и геодинамической эволюции этого района, обосновано выделение граничной структуры – коллизионного шва.

Динамическое воздействие на рассматриваемую территорию Сибирской платформы отмечалось во многих ранее опубликованных работах. Однако оно связывалось в большей мере с байкальскими событиями и реже с каледонскими. На данный момент нет сомнений, что динамические явления здесь обусловлены каледонскими событиями. Поскольку эта территория относится к платформе, она имеет два структурных этажа – фундамент и чехол. Они резко различаются по своим физико-механическим свойствам и поэтому по-разному реагировали на динамическое воздействие.

Чехол представлен вендскими и кембрийскими отложениями. В тектоническом плане они выполняют фрагмент Прибайкальского прогиба, в котором кровля фундамента располагается на глубинах от –2.5 до –3.5 км. Для складок, картируемых в кембрийских образованиях, характерно развитие узких линейных протяженных антиклиналей с амплитудой до 200 м и широких плоских синклиналей северо-восточного простирания. В соленасыщенных карбонатных свитах раннего кембрия складки затухают к подошве, что связано не только с перераспределением соли и ее нагнетанием в своды антиклиналей, но и с горизонтальными срывами на разных стратиграфических уровнях. Наличие срывов со смещением масс в северо-западном направлении позволяет связывать образование складок с горизонтальным сжатием со стороны коллизионной системы.

Для вендских карбонатно-терригенных образований характерна разнопорядковая линейная складчатость байкальского простирания с отчетливо выраженной северо-западной вергентностью **[3, 4]**. По степени сжатости складки варьируются от открытых до изоклинальных. Интенсивность и морфология складок определяются вязкостными свойствами пород. Компетентным породам свойственны складки продольного изгиба со скольжением, а для некомпетентных – складки изгиба с течением. Довольно часто складчатые структуры сопровождаются надвигами, которые тяготеют к крутым крыльям асимметричных антиклиналей. Из мелких структур на участках пологого залегания слоев отмечаются дуплексы, послойные срывы, кинк-зоны. Сумма структурных признаков соответствует складчато-надвиговому парагенезису. Возникновение этого структурного парагенезиса осуществлялось в условиях тангенциального сжатия с возникновением регионального срыва, постепенно воздымающегося в северо-западном направлении. Это отражено на геологических разрезах, составленных по результатам геолого-геофизических интерпретаций. Имеющиеся геологические данные позволяют предполагать наличие серии локальных срывов, которые возникали последовательно в процессе горизонтального сжатия. Интенсивность складчатых дислокаций в вендском комплексе постепенно убывает в северо-западном направлении. В этом же направлении уменьшается интенсивность проявления кливажа в некомпетентных породах от сплошного до селективного.

Фундамент Западного Прибайкалья приставлен преимущественно гранитоидами приморского комплекса, которые прорывают метаморфиты сарминской серии и гранитоиды кочериковского комплекса. Перечисленные образования имеют раннепротерозойский возраст. Гранитоиды приморского комплекса перекрываются образованиями байкальской серии раннего венда. Породы фундамента вовлечены в надвиговый процесс, поскольку они тектонически перекрывают породы байкальской серии. Эти явления наблюдаются в верховьях рек Сармы, Средней и Правой Иликты **[5]**. Надвиговые поверхности погружаются в юго-восточном направлении, и наклон их варьируется от 10–15 до 50°. Иногда они составляют чешуйчатые системы, среди которых располагаются пластины пород байкальской серии. Амплитуда перекрытия достигает первых километров. В бассейне рек Бугульдейка и Анга образования фундамента очерчивают пологий изгиб, обращенный к северо-западу. Здесь полоса выходов породы байкальской серии резко сужается с 15 до 3.5 км, что вызвано перемещениями по системе крутопадающих взбросов. В целом здесь намечается тектоническая пластина, ограниченная коллизионным швом и крутопадающими взбросами, которая выжималась в северо-западном направлении. Данные указывают на то, что деформация в фундаменте платформы реализовалась главным образом разрывными нарушениями, морфология которых варьировалась от пологих надвигов до взбросов. Характер перемещения по ним осуществлялся в северо-западном направлении.

Таким образом, изложенные материалы указывают на то, что каледонские коллизионные процессы интенсивно проявились в чехле и фундаменте Сибирской платформы и привели к формированию Прибайкальской складчато-надвиговой зоны. Дисгармония между чехлом и фундаментом связана с их различными деформационными свойствами, что позволяет чехлу деформироваться независимо от фундамента. Присутствие в разрезе податливых горизонтов способствовало накоплению в них напряжений и в последующем возникновению срывов. К сожалению, для более полной расшифровки глубинного строения Западного Прибайкалья остро ощущается нехватка материалов по геофизике и глубинному бурению.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-0005).

[1] *Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Сезько А.И., Федоровский В.С.* Возраст гранитов приморского комплекса (Западное Прибайкалье) по данным U-Pb метода. // ДАН СССР. 1981. Т. 257. № 2. С. 462–466.

[2] *Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргаполов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э.* Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.

[3] *Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Постников А.А. и др.* Основание байкальской серии в стратотипе: син- и постседиментационная история. // ДАН. 2001. Т. 378. № 3. С. 370–374.

[4] *Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А.* Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.

[5] *Александров В.К.* Надвиги и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1990. 102 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 229–231

ЭТАП МЕТАМОРФОГЕННОЙ МИГМАТИЗАЦИИ: ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

В.А. Макрыгина, В.А. Бычинский, А.В. Ощепкова, Л.Ф. Суворова

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

Метаморфизм под влиянием роста температур и давлений, с глубиной или при тектонических перестройках, превращает осадочные и вулканические породы в сланцы, гнейсы и мигматиты. Первые мигматиты представляют собой тонкополосчатые породы, где чередуются прослои гнейса или сланца и лейкократовые слойки. По поводу механизма ранней стадии мигматизации существует две точки зрения: либо это проникновение первых гранитных выплавок **[5 и др.]**, либо метаморфическая дифференциация породы в результате растворения и переотложения кварц-полевошпатового материала без участия расплава **[6, 2, и др.]**. Для доказательства второй точки зрения требуется точное описание механизма растворения и переотложения вещества в этих породах. Т. Деверсом и П. Ортолевой построена механохимическая модель метаморфической дифференциации между кварцем и мусковитом с использованием уравнения Неви-Стока, связывающего вязкость пород, скорость диффузионного обмена и давление раствора. Полевые шпаты авторы не затрагивают. А.Н. Чередниченко изучил физико-химические условия преобразования минералов при генезисе полосчатых железистых кварцитов в твердом состоянии с участием остаточной энергии деформации пород **[3]**.

Целью нашей работы является создание физико-химической модели формирования кварц-полевошпатовых тонкополосчатых мигматитов в гнейсах и амфиболитах ольхонской толщи Приольхонья путем детального изучения и расчета условий формирования тонких распилов светлых и темных полос мигматитов.

Для решения поставленной задачи нами были взяты два образца тонкополосчатых мигматитов контрастного состава – мигматит по гранат-биотитовому гнейсу (метаграувакка) и мигматит по амфиболиту (метабазальт), находящихся в одной метаморфической зоне ольхонской толщи. Образцы отобраны в Тутайской бухте у пролива Ольхонские ворота. Важно было выбрать очень ровную полосчатость мигматитов, чтобы распилить образец на несколько тонких лейкократовых и меланократовых прослоев. В результате получилось четыре пробы по мигматизированному амфиболиту (1а – 4а) и три пробы по гнейсу (Тут1 – Тут3). Получены петрогенные и редкоэлементные составы распилов, по которым построены графики спектров РЗЭ и спайдер-диаграммы.

Содержания MgO, FeO, MnO, CaO, естественно, значительно выше в палеосоме мигматитов, а SiO_2 – в лейкосоме. Содержание редких элементов в лейкосоме по сравнению с темными прослоями меняется незначительно. Судя по спайдер-диаграммам, в светлых прослоях амфиболового мигматита снижаются концентрации Rb, Nb, REE, Ti, Y, Yb, Co, Ni, Cr, V, но повышаются Th и Zr. В лейкосоме гранат-биотитового мигматита снижаются все редкие элементы, кроме K и Ba. На диаграммах распределения РЗЭ более четко видно обеднение редкими землями лейкократовых прослоев и в амфиболовом, и гнейсовом мигматите, связанное с уменьшением темноцветных минералов. В спектре РЗЭ лейкосомы последнего четко выделяется максимум Eu, обусловленный изобилием в ней плагиоклаза.

По разрезам амфиболового мигматита и гнейса все минералы (5–10 точек в каждом минерале каждого прослоя) были проанализированы на микрозонде РМА JXA 8200. В неизмененных амфиболитах амфиболы составляют до 45–60 об. %. В светлых прослоях их количество уменьшается до 1–2 %. Но все амфиболы представлены магнезиогорнблендитами, и, что удивительно, состав их по разрезу мигматита практически не изменяется, как и состав плагиоклазов: от андезина № 33 до 31 в светлых прослоях. В гранат-биотитовых мигматитах биотиты также имеют практически постоянный состав. Содержания плагиоклаза значительно увеличиваются в светлых прослоях, которые практически представляют кварц-полевошпатовую породу. Но состав их в темных и светлых прослоях близок – это андезин № 29–30, а вот количество

калиевого полевого шпата в лейкосоме возрастает от 0–1.76 до 20.5 %. Наиболее чувствительным к изменению условий формирования светлых прослоев оказался гранат. Он представлен в основном альмандином, но в лейкосоме он содержит заметно меньше пироповой и гроссуляровой составляющей и гораздо больше спессартина, что уже свидетельствует о понижении при образовании светлых прослоев температуры и давления. Постоянство состава минералов в темных и светлых прослоях, скорее всего, объясняется слабым изменением *P-T* условий при переотложении минералов или отсутствием поступления вещества извне.

Расчет параметров тонкополосчатых мигматитов с помощью программного комплекса Селектор-С. Чтобы найти оптимальные значения температуры и давления по всем зонам разреза, необходимо решить обратную задачу выпуклого программирования, в данном случае найти минимальное значение свободной энергии Гиббса, отвечающее равновесному состоянию системы **[1, 4]**. На входе в задаче задавались химический состав пород и мольные количества минералов в них. Диапазон искомых параметров был выбран: 500–720 °С и 3–7 кбар. Рассчитываемая термодинамическая система состояла из 50 минералов, из которых в данных породах главными фигурантами были 10.

Моделирование проводилось на основе внутренне согласованной термодинамической базы **[7]** и с учетом моделей твердых растворов для минералов по модели **[8]**. Флюид задавался газовой системой из шести компонентов – H_2O, CO_2, CH_4, CO, H_2, O_2. Изначально вводился «стандартный» флюид, состоящий из CO_2, C и H_2O в количествах 0.001, 0.01, 0.004 моль на 100 г породы, что приводило к формированию флюида по массовому отношению флюид/порода, равному 1:30, отвечающему условиям буферирования флюида породой. Расчет проводился с помощью программного комплекса Селектор-С **[4]**. Соответствие между вычисленными методом минимизации свободной энергии Гиббса и природными минеральными парагенезисами является критерием того, что рассчитанные *P-T* условия близки к состоянию термодинамического равновесия наблюдаемых минеральных ассоциаций.

Для амфиболового мигматита значения температур в последовательных спилах составляют 557–595 °С в лейкосоме и ее оторочке и 685° в неизмененном амфиболите. Общее давление меняется от 3.5 до 4.2 кбар. Закономерно изменяется расчетная плотность пород – от 2.86 г/см^3 в исходном амфиболите до 2.73 г/см^3 в лейкосоме. Эти данные свидетельствуют о снижении параметров в светлых прослоях, обеспечивающих возможность растворения кварца и полевых шпатов в меланократовых прослоях, где давление выше, и переотложение их в область более низкого давления и температуры.

По разрезу гранат-биотитового мигматита температуры и давления несколько выше – 634 °С и 4.6 кбар, но плотность лейкосомы тоже ниже – 2.46 против 2.78–2.87 г/см^3 в палеосоме. Температуры равновесия, определенные с помощью гранат-биотитового геотермометра дают близкие с расчетными данными программы Селектор значения и в светлом прослое температура по разным авторам также ниже – 554–576 °С по сравнению с 655–670 °С в палеосоме.

Выводы. 1. Результаты расчетов показывают, что температуры в палеосоме не достигали значений гранитной эвтектики, а в лейкосоме были еще ниже, поэтому гранитные выплавки не могли здесь образоваться. Изучение включений в минералах и лейкосомы, и палеосомы показало, что все включения газово-жидкие либо водно-солевые. Расплавных включений нет.

2. Эти данные свидетельствуют о том, что действующей силой при перекристаллизации минералов были растворы. И при визуальных наблюдениях, и в расчетах светлые прослои в амфиболитах состоят на 90 % из кварца и андезина с малой примесью темноцветов. В гранат-биотитовом мигматите лейкосома на 71 % состоит из кварца и плагиоклаза (как и палеосома), но зато присутствует 21 % калишпата при низких содержаниях граната и биотита. Незначительные изменения состава минералов в темных и светлых прослоях обусловлены слабым изменением параметров и отсутствием участия внешнего источника вещества.

3. Породы в *P-T* условиях амфиболитовой фации достигают пластичного состояния. В то же время продолжаются движения по зонам надвигов, что приводит к новым деформациям пород. При этом в местах наибольших напряжений минеральные ассоциации становятся неравновесными по отношению к начальным условиям. Запасенная в решетках минералов при деформации энергия **[3]** используется на возвращение их в равновесное состояние за счет растворения и переотложения менее плотных минералов в зоны пониженных давлений. Этот процесс мы называем метаморфической дифференциацией, и именно здесь возможно воздействие данного источника энергии. При дальнейшем повышении температуры возникают другие формы

мигматитов в результате частичного плавления пород, вплоть до агматитов, жильных образований и гранитогнейсов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00172).

[1] *Карпов И.К., Чудненко К.В.* Задача геотермобарометрии в условиях неустановившегося равновесия как обратная задача выпуклого программирования // ДАН. 2002. Т. 385. № 3. С. 401–405.

[2] *Макрыгина В.А., Суворова Л.Ф., Толмачева Е.В.* Флюидный режим начальных этапов гранитообразования в метаморфических комплексах разных давлений // Геохимия. 2015. № 4. С. 328–343.

[3] *Чередниченко А.Н.* Тектоно-физические условия минеральных преобразований в твердых горных породах. Киев: Наукова думка, 1964. 184 с.

[4] *Чудненко К.В.* Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Гео, 2010. 287 с.

[5] *Шкодзинский В.С.* Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск: Наука, 1976. 224 с.

[6] *Devers Th., Ortoleva P.* Chemical self-organization. III: A mechano-chemical model metamorphic differentiation // American Journal of Science. 1990. V. 290. P. 423–571.

[7] *Holland T.J.B., Powell R.* An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // Journal of Metamorphic Geology. 1998. V. 16. P. 309–344.

[8] *Powell R., Holland T.J.B.* Relating formulation of the thermodynamic of mineral solid solutions: activity modeling of pyroxenes, amphiboles and micas // American Mineralogist. 1999. V. 84. P. 1–14.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 232–233

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Pb, Nd, Sr УДЖИНСКИХ ДАЕК, СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ

С.В. Малышев, В.М. Саватенков, Л.В. Шпакович

Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, lydia.shpakovich@gmail.com

Геодинамические реконструкции геологического прошлого во многом опираются на информацию, которую могут предоставить мафические горные породы, в том числе дайки и силлы. Возраст и изотопно-геохимические характеристики таких пород необходимы для понимания геодинамической истории кратонов. В Сибирском кратоне известны следующие ареалы скопления докембрийских мафических даек: Анабарское и Оленёкское поднятия, Алдан-Становой щит, юго-восточная часть Сибирского кратона, а также меньшие поднятия на юго-западной окраине Сибири.

Уджинский палеорифт расположен в северной части Сибирского кратона между Анабарским и Оленёкским поднятиями. Дайки в палеорифте, связанные с дайковым роем, секут преднеопротерозойские осадочные отложения. Возраст крупнейшей дайки (Великая Уджинская дайка) определен как 1386±30 млн лет. Для оценки причин и тектонической обстановки протекания рифтогенеза в указанном регионе в неопротерозое было проведено изучение вещественного состава и изотопно-геохимических характеристик долеритовых даек Уджинского палеорифта. Изученные образцы представлены среднезернистым долеритом с офитовой текстурой, сложены плагиоклазом (60–65 %), клинопироксеном (20–25 %), кварцем (~10 %) и роговой обманкой (5 %). Присутствуют вторичные минералы (соссюрит, серицит и хлорит), обычные для низкотемпературных изменений. По химическому составу породы отвечают умеренно щелочным базальтам (SiO_2=46–52 %; K_2O+Na_2O=1.7–4.4 %) **[2]**.

Мы представляем новые данные об изотопном составе Sr, Nd и Pb в дайках Уджинского палеорифта. Изотопный состав Sr в дайках демонстрирует значительные вариации (εSr(T) лежит в пределах от 8.4 до 110.4 (рис. 1)). Изотопный состав Nd довольно постоянен для всех проанализированных образцов (εNd(T) лежит в пределах от –1.4 до 0.7). Начальный изотопный состав Pb был получен путем выщелачивания методом, описанным в работе **[3]**. Полученные

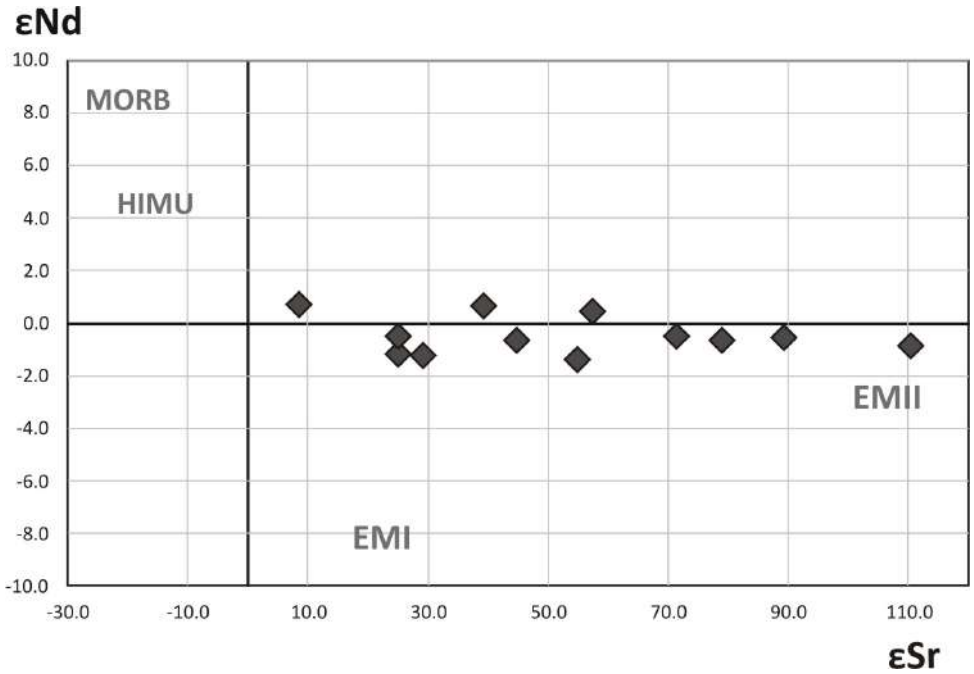


Рис. 1. Диаграмма в координатах εNd – εSr.

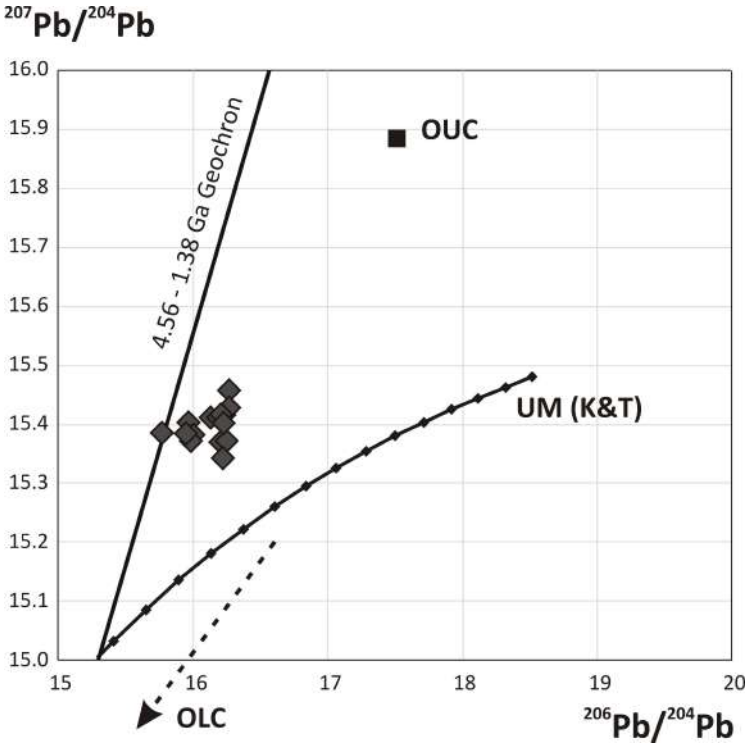


Рис. 2. Диаграмма в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$. UM(K&T) – линия эволюции Pb в верхней мантии согласно модели Крамерса-Толстихина **[1]**, OUC – модельный состав древней верхней коры 1.38 млрд лет назад **[1]**, OLC – модельный состав древней нижней коры 1.38 млрд лет назад **[1]**.

значения изотопных отношений тяготеют к составу Pb древней верхней коры по модели Крамерса-Толстихина ($^{206}Pb/^{204}Pb$ варьируется от 16.133 до 16.266, $^{207}Pb/^{204}Pb$ – от 15.343 до 15.458 (рис. 2)) **[1]**. Таким образом, ясно, что в формировании магмы, родоначальной для изученных даек, принимало участие вещество обогащенной верхней коры, вероятнее всего, путем субдукции.

Исследования поддержаны РНФ (проект № 19-77-10048).

[1] *Kramers J.D., Tolstikhin I.N.* Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // Chemical Geology. 1997. V. 139. P. 75–110.

[2] *Malyshev S.V., Pasenko A.M., Ivanov A.V., Gladkochub D.P., Savatenkov V.M., Meffre S., Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Shcherbakov V.D.* Geodynamic significance of the Mesoproterozoic magmatism of the Udzha paleo-rift (Northern Siberian craton) based on U-Pb geochronology and paleomagnetic data // Minerals. 2018. V. 8. 555.

[3] *Savatenkov V.M., Malyshev S.V., Ivanov A.V., Meffre S., Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Pasenko A.M.* An advanced stepwise leaching technique for derivation of initial lead isotope ratios in ancient mafic rocks: A case study of Mesoproterozoic intrusions from the Udzha paleo-rift, Siberian Craton // Chemical Geology. 2019. V. 528. 119253.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 234–235

ОТНОШЕНИЕ S/Se В РУДАХ ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НОРИЛЬСК, ТАЛНАХ) КАК ПОКАЗАТЕЛЬ КОНТАМИНАЦИИ ОСАДОЧНЫМ ВЕЩЕСТВОМ

А.Е. Марфин[1], В.Д. Бровченко[2], А.В. Иванов[1], Г.В. Пашкова[1], В.М. Чубаров[3], Т.А. Радомская[3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, marfin1309@gmail.ru, aivanov@crust.irk.ru, pashkova.gv@yandex.ru
[2] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, valeriiabrovchenko@gmail.com
[3] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН taniaojigova@mail.ru, master-17@rambler.ru

Октябрьское ЭПГ-Cu-Ni месторождение локализовано на северо-западе Сибирской платформы и является крупнейшим в структуре Норильско-Талнахского рудного узла. Месторождение связано с Хараелахской дифференцированной интрузией, образование которой соответствует времени траппового вулканизма на Сибирской платформе (~252 млн лет назад) **[1]**. Рудная минерализация месторождения представлена вкрапленным типом оруденения (в такситовых и пикритовых габбро-долеритах), прожилково-вкрапленным (в осадочных породах девона) и массивным (в подошве интрузии, на контакте с осадочными породами девона) **[10]**. Согласно одной из ведущих гипотез, образование сульфидного оруденения на Октябрьском месторождении связано с процессами контаминации магмой богатых ангидритом вмещающих пород **[7]**. Главным доказательством данной гипотезы является изотопное отношение серы сульфидных руд, близкое коровому ($\delta^{34}S$ +8 ‰ … +14 ‰) **[4]**. Однако, наряду с тяжелым изотопным составом серы, существует другой показатель степени контаминации магмой осадочных пород – S/Se отношение **[9]**. Несмотря на то, что во многих случаях S/Se отношение является более надежным для решения вопроса контаминации магмы, ранее в литературе по Октябрьскому месторождению этому было уделено недостаточно внимания. Данная работа включает в себя компоновку и сравнение ранее опубликованных данных по содержанию серы и селена, выполненные как для валовых проб руды **[3, 11]**, так и in situ для отдельных сульфидных минералов руд **[5, 6]**. Кроме того, для оценки влияния контаминации на S/Se в сульфидах мы измерили S/Se отношение с помощью метода рентгенофлуоресцентного анализа по методикам **[2, 8]** в ангидрите в ассоциации с массивными сульфидами, а также в углях и терригенных породах тунгусской свиты (таблица).

Отношение S/Se для сульфидных минералов и осадочных пород Октябрьского месторождения

Порода/минерал (n, количество определений)	S/Se	Ссылки
Валовый состав руд Октябрьского месторождения		
Массивная руда (18)	3794	**[3, 11]**
Локальный анализ сульфидов из руд Октябрьского месторождения		
Пирротин (32)	6315	
Халькопирит (43)	5315	**[5]**
Пентландит (33)	5166	
Халькопирит (87)	3678	**[6]**
Осадочные породы		
Уголь (1)	4444±1852	Эта работа
Уголь (1)	11625±4535	
Ангидрит (1)	196667±8331	
Алевролит (1)	>7250	

S/Se отношение является довольно стабильным, мантийное значение изменяется в пределах 2850–4350 **[9]**. Согласно литературным данным, отношение S/Se в сульфидах Октябрьского месторождения характеризуется мантийными либо близмантийными значениями (таблица). Измеренное в рамках данной работы S/Se отношение в ангидрите Октябрьского месторождения составляет ~200000, что на несколько порядков выше мантийного. Таким образом, исходя из результатов сравнения S/Se отношений, становится неправдоподобным, что магма, из которой образовались сульфидные руды Октябрьского месторождения, была контаминирована девонскими ангидритами. Наиболее вероятно то, что породами-контаминантами были (вмещающие интрузив?) терригенные осадки Тунгусской серии, S/Se отношение в углях и алевролите которой колеблется в диапазоне, более близком сульфидам Октябрьского месторождения. Данные результаты являются предварительными и требуют проверки на примере других руд норильских месторождений.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проект № 19-35-90013).

[1] *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. e1500470.

[2] *Chubarov V.M., Aisueva T.S., Finkelshtein A.L.* Determination of sulfide and total sulfur in ore by wavelength-dispersive X-Ray fluorescence // Analytical Letters. 2016. V. 49. P. 2099–2107.

[3] *Duran C.J., Barnes S.J., Pleše P., Prašek M.K., Zientek M.L., Pagé P.* Fractional crystallization-induced variations in sulfides from the Noril'sk-Talnakh mining district (polar Siberia, Russia) // Ore Geology Reviews. 2017. V. 90. P. 326–351.

[4] *Grinenko L.I.* Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbro-dolerite intrusions of the northwest Siberian platform // International Geology Review. 1985. V. 27. P. 695–708.

[5] *Mansur E.T., Barnes S.J., Duran C.J., Sluzhenikin S.F.* Distribution of chalcophile and platinum-group elements among pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite and cubanite from the Noril'sk-Talnakh ores: Implications for the formation of platinum-group minerals // Mineralium Deposita. 2020. V. 55. P. 1215–1232.

[6] *Marfin A.E., Ivanov A.V., Abramova V.D., Anziferova T.N., Radomskaya T.A., Yakich T.Y., Bestemianova K.V.* A Trace element classification tree for chalcopyrite from Oktyabrsk deposit, Norilsk–Talnakh ore district, Russia: LA-ICPMS study // Minerals. 2020. V. 10. 716. doi:10.3390/min10080716.

[7] *Naldrett A.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V., Doherty W., Gorbachev N.S.* Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk region, USSR, with implications for the origin of the Ni-Cu ores // Economic Geology. 1992. V. 87. P. 975–1004.

[8] *Pashkova G.V., Chubarov V.M., Akhmetzhanov T.F., Zhilicheva A.N., Mukhamedova M.M., Finkelshtein A.L., Belozerova O.Y.* Total-reflection X-ray fluorescence spectrometry as a tool for the direct elemental analysis of ores: Application to iron, manganese, ferromanganese, nickel-copper sulfide ores and ferromanganese nodules // Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy. 2020. V. 168. 105856.

[9] *Queffurus M., Barnes S.J.* A review of sulfur to selenium ratios in magmatic nickel–copper and platinum-group element deposits // Ore Geology Reviews. 2015. V. 69. P. 301–324.

[10] *Ryabov V.V., Shevko A.Y., Gora M.P.* Trap magmatism and ore formation in the Siberian Noril'sk region. Springer, 2014. 625 p.

[11] *Zientek M.L., Likhachev A.P., Kunilov V.E., Barnes S-J., Meier A.L., Carlson R.R., Briggs P.H., Fries T.L., Adrian B.M.* Cumulus processes and the composition of magmatic ore deposits: examples from the Talnakh District, Russia // Proceedings of the Sudbury Noril'sk Symposium, Ontario Geological Survey, Special Publication issue 5 / Eds. P.C. Lightfoot, A.J. Naldrett. Ontario Geological Survey, Greater Sudbury, 1994. P. 373–392.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 236–237

ПЕТРОХРОНОЛОГИЯ КИНГАШСКОГО МАССИВА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ LA-ICPMS ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА, ТИТАНИТА И ЦИРКОНА

А.Е. Марфин[1], Т.А. Радомская[2], А.В. Иванов[1], В.С. Каменецкий[3], М.Б. Каменецкая[3], Т.Ю. Якич[4], О.М. Глазунов[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, marfin1309@gmail.com, aivanov@crust.irk.ru
[2] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, taniaojigova@mail.ru, glazunov@igc.irk.ru
[3] Хобарт, Австралия, Университет Тасмании, dima.kamenetsky@utas.edu.au, Maya.Kamenetsky@utas.edu.au
[4] Томск, Томский политехнический университет, cherkasovatu@tpu.ru

Кингашский массив дунит-верлит-пироксенит-габбрового состава локализован в Идарском блоке и входит в структуру Канского докембрийского террейна **[4]**. Массив является ключевым для реконструкции связи между Франклинской и Иркутской большими изверженными провинциями **[6]**. Кроме того, он является единственным в регионе крупным месторождением ЭПГ **[3, 4]**. Ввиду того, что породы массива бедны Zr и, как следствие, в них отсутствует циркон, большинство датировок выполнены Sm-Nd и Ar-Ar методами (1410±49 млн лет, 1387±40 млн лет, 874±79 млн лет, 873±38 млн лет, 799±140 млн лет и 498±45 млн лет) **[1, 3]**. Однако породы массива сильно изменены, а температуры закрытия Sm-Nd и Ar-Ar изотопных систем низкие. Более надежным выглядит использование U-Pb изотопной системы. До настоящего момента в литературе существовала лишь одна U-Pb датировка расположенного рядом Верхнекингашского массива, выполненная методом термоионизационной масс-спектрометрии по бадделеиту (726±18 млн лет **[6]**). Как видно, она не согласуется с опубликованными данными Sm-Nd и Ar-Ar датирования. Мы представляем первые результаты U-Pb датирования апатита, титанита и циркона непосредственно из пород Кингашкого массива (таблица). Анализы проводились методом лазерной абляции с масс-спектрометрией индуктивно связанной плазмы 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. Температуры кристаллизации титанита были оценены исходя из содержания в нем Zr **[7]**.

Циркон. Зерна циркона из изученного образца характеризуются различными спектрами распределения РЗЭ. Самое древнее конкордантное зерно имеет возраст 752±4.0 млн лет и характеризуется спектром распределения РЗЭ циркона основных пород. Между тем самое молодое зерно циркона имеет возраст 547.0±3.7 млн лет. Данный циркон, по всей видимости, является новообразованным, и его кристаллизация связана с процессами регионального метаморфизма.

Титанит. Титанит кристаллизовался в результате метаморфизма амфиболитовой фации при температуре около 610 °С. Все полученные значения возраста титанита, хоть и с большой аналитической ошибкой, перекрываются с возрастом самого молодого конкордантного зерна метаморфического циркона.

Результаты U-Pb датирования апатита, титанита и циркона пород Кингашского комплекса

Порода	Минерал	Температура закрытия U-Pb системы, °С	Возраст, млн лет
Серпентинит	Циркон	>700	547.0±3.7; 752±4.0
Метагаббро	Титанит	600–700	557±19
Метагаббро	Титанит		565±35
Гранит	Титанит		551±17
Серпентинит	Апатит	400–600	496±7.9
Монцонит	Апатит		497±18

Апатит. Апатит имеет самую низкую температуру закрытия из датированных минералов и вне зависимости от состава породы характеризуется U-Pb возрастом около 500 млн лет. Это значительно ниже возраста титанита и циркона и может быть связано с падением температуры ниже температуры закрытия U-Pb системы в апатите в результате регрессивной фазы регионального метаморфизма.

Опубликованный Ar-Ar возраст по биотиту из гранитоидов составляет 482.5±1 млн лет и 591.4±3 млн лет **[2]**. Самый молодой возраст отражает, по всей видимости, дальнейшее падение температуры до закрытия Ar-Ar системы в биотите (около 300 °C). Напротив, самый древний Ar-Ar возраст биотита трудно интерпретировать, так как он не должен был сохраниться в результате амфиболитовой фазы метаморфизма.

Исходя из полученных данных, мы предполагаем, что Канский террейн на момент внедрения основных магм Кингашского массива 750–720 млн лет назад был частью Родинии. Затем, в результате распада Родинии, произошло его отделение либо от Сибири, либо от Лаврентии. Около 560 млн лет назад Канский блок воссоединился с Сибирским кратоном.

По результатам проведенных исследований можно выделить следующие этапы термической истории Кингашского комплекса:

1. Время внедрения фиксируется по циркону около 750 млн лет назад. Это близко к времени формирования Франклинской и Иркутской крупных изверженных провинций.

2. Время метаморфизма амфиболитовой фации фиксируется по титаниту, возраст которого примерно 565 млн лет, что соответствует причленению Канского террейна к Сибирскому кратону.

3. Апатит и биотит фиксируют регрессивную стадию метаморфизма со скоростью остывания 5 ^{o}C/млн лет, что является типичной скоростью остывания палеозойских орогенов **[5]**.

Работа выполнена при поддержке мегагранта «Орогенез: образование и рост континентов и суперконтинентов» № 075-15-2019-1883.

[1] *Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Глазунов О.М., Тишин П.А., Краснова Т.С., Войтенко Д.Н.* Возраст и природа вещества Кингашского ультрамафит-мафитового массива, Восточный Саян // ДАН. 2009. Т. 429. № 5. С. 645–651.

[2] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Пономарчук В.А.* Этапы метаморфизма и гранитоидного магматизма в зеленокаменных поясах Восточного Саяна // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы Всероссийской научной конференции. Вып. 4. Томск: ЦНТИ, 2004. С. 264–268.

[3] *Радомская Т.А.* Минералогия и геохимия Кингашского платиноидно-медно-никелевого месторождения (В. Саян): Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2012.

[4] *Радомская Т.А., Глазунов О.М., Власова В.Н., Суворова Л.Ф.* Геохимия и минералогия элементов платиновой группы в рудах Кингашского месторождения (Восточный Саян) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 5. С. 363–384.

[5] *Dunlap W.J.* Nature's diffusion experiment: The cooling-rate cooling-age correlation // Geology. 2000. V. 28. P. 139–142.

[6] *Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Buchan K.L.* Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geoscience. 2016. V. 9. P. 464–469.

[7] *Hayden L.A., Watson E.B., Wark D.A.* A thermobarometer for sphene (titanite) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2008. V. 155. P. 529–540.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 238–240

КАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИТЫ БОРОЗДИНСКОГО ГОЛЬЦА (ЮЖНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.Я. Медведев, С.И. Дриль, М.А. Горнова, А.А. Каримов, В.А. Беляев

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

Небольшие проявления кайнозойских вулканитов располагаются в Дауро-Хэнтейском хребте по долинам рек Чикокон и Буркал. Они представлены небольшими покровами и потоками и располагаются вне рифтовых зон. Одним из таких проявлений является Бороздинский голец. Вершина его слагается плотными массивными вулканитами темно-серого и черного цвета. Они перекрывают породы ингодинской свиты (C_{1-2}). В исследованных вулканитах отмечены мантийные ксенолиты, представленные шпинелевыми и гранатовыми лерцолитами. Лерцолиты слагаются высокомагнезиальным оливином, клинопироксеном, шпинелью и остатками граната. Для исследования были отобраны образцы без видимых ксенолитов Вулканиты сложены разностями как порфировой, так и афировой структуры. Порфировость обусловлена наличием вкрапленников оливина и клинопироксена. Очень редко встречаются вкрапленники плагиоклаза. Структура основной массы интерсертальная. Матрикс порфировых разностей сложен мелкими зернами оливина, клинопироксена, оксиднорудных минералов, тонкими лейстами плагиоклаза и тонко раскристаллизованным агрегатом с реликтами стекла. Минеральный состав афировых разностей соответствует матриксу порфировых. В тонко раскристаллизованном агрегате по результатам локального микрозондового анализа определены микролиты нефелина, лейцита, апатита и кислого плагиоклаза.

Впервые изучен состав минералов, слагающих вулканиты. Оливины представлены двумя разновидностями: зональными вкрапленниками и гомогенными мелкими кристаллами. Среди вкрапленников выделены ксенокристы и фенокристы. Морфологически ксенокристы представлены эллипсоидальными или бесформенными зернами с извилистыми границами размером до 1 мм. Центральная часть ксенокристов высокомагнезиальная – Mg#=0.90. Ксенокристы, вероятнее всего, являются реликтами разрушенных ксенолитов. Гипидиоморфные зерна размером до 0.4 мм относятся к фенокристам, в центре этих зерен Mg# варьируется от 0.86 до 0.81. Однородные идиоморфные мелкие зерна оливинов имеют Mg# ~0.77. Как ксенокристы, так и фенокристы зональны. От центра к краю наблюдается уменьшение магнезиальности и содержания никеля, при этом возрастает концентрация CaO. Следует заметить, что краевые зоны ксенокристов и фенокристов по составу соответствуют оливинам основной массы. Клинопироксены также представлены несколькими разновидностями: фенокристами (<500 мкм), мегакристами (0.7 мм) и мелкими зернами основной массы. Фенокристы являются диопсидами, они зональны, их магнезиальность меняется от 0.82 до 0.74. В диопсидах от центра к краю увеличивается содержание Al_2O_3, TiO_2. Мелкие зерна основной массы по составу соответствуют диопсидам. Мегакристы представлены авгитами и, вероятно, являются ксенокристами. Их магнезиальность варьируется от 0.86 до 0.76. Возможно, авгиты представляют собой реликты разрушенных мантийных пироксенитов. Это подтверждается низким содержанием Cr_2O_3, тогда как в мантийных перидотитах оно должно быть выше. Выявлены три разновидности полевых шпатов: первая – редкие незональные вкрапленники, вторая – мелкие лейсты в основной массе и третья – микролиты в тонко раскристаллизованном матриксе. Плагиоклазы вкрапленников содержат до 49 % анортитового минала. Лейсты более натровые и соответствуют следующей формуле: Ab_{53-63} An_{35-45} Or_{1-2}. Микролиты плагиоклаза из интерстиций относятся к кислой разности с формулой $Ab_{61-66}An_{11-25}$ Or_{10-22}. Как было показано выше, в интерстициях наблюдаются нефелин и лейцит. Окиснорудные минералы представлены мелкими зернами ильменита, титаномагнетита и хромшпинелида, рассеянных в основной массе. Ильмениты относятся к пикроильменитам с содержанием MgO до 8 мас. %. Титаномагнетиты наблюдаются как в виде отдельных зерен, так и в виде срастания с ильменитом. Мелкие зерна гомогенны, а в крупных индивидах видны структуры распада. Редкие зерна хромшпинелида зональны, от центра к краю уменьшается ко-

личество хрома и увеличивается содержание железа. Кроме того, отмечены единичные зерна пирротина и микрокристы апатита.

Исследованные вулканиты относятся к базанитам. Породы высокомагнезиальные, содержание MgO составляет от 11.81 до 14.77 мас. %. В вулканитах отмечается до 15 % нормативного нефелина. Разница в химическом составе между афировыми и порфировыми разновидностями незначительна. В случае увеличения количества вкрапленников оливина наблюдается повышение содержания магния и, как следствие, разубоживания, уменьшение других элементов. Вулканиты относятся к натрий-калиевой серии. Во всех базанитах отмечено повышенное по сравнению со средним составом расплавов океанических островов **[2]** содержание Cr, Ni, Nb, Sr и Ba. Спектр распределения РЗЭ полностью совпадает с таковым для OIB. При этом отмечена высокая степень фракционирования РЗЭ (La/Yb=16–20; Dy/Yb=2.7–3.1). Значения индикаторных редкоэлементных отношений в вулканитах также соответствуют OIB (Ba/Nb=6.5–9.5; Nb/Zr=0.29–0.32).

Источниками базальтов океанических островов могут служить мантийные источники: HIMU, EM-I, EM-II **[9]**. Для определения изотопных источников базанитов был исследован изотопный состав Sr, Nd и Pb. Следует отметить, что для данного района это сделано впервые. Изотопная Sr-Nd характеристика базанитов характеризует источник их вещества как близкий к умеренно истощенному источнику PREMA со следующими значениями: εNd=4.9–6.1 и $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.7038–0.7039. Следует отметить, что породы более деплетированны по сравнению с базальтоидами Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО), где εNd≤4 и $^{87}Sr/^{86}Sr$≥0.7041. Изотопный состав свинца $^{207}Pb/^{204}Pb$–$^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ несколько более радиогенный по сравнению с аналогичными вулканитами ЮБВО. В этом случае источником дополнительной радиогенной составляющей могут быть источники как EM II, так и HIMU. Также не дает однозначного ответа рассмотрение отношения εNd и $^{206}Pb/^{204}Pb$. Более определенно этот вопрос решается на основе оценки вариаций изотопных составов базальтоидов в координатах $^{87}Sr/^{86}Sr$–$^{206}Pb/^{204}Pb$. Здесь наблюдается тренд от источника PREMA к источнику HIMU, характеризующийся постоянством деплетированного изотопного состава стронция и ростом радиогенности изотопного состава свинца. Из всего сказанного можно сделать следующий вывод. Sr-Nd-Pb изотопная систематика базальтоидов Бороздинского гольца свидетельствует о том, что доминирующим мантийным источником для них служил источник PREMA при резко подчиненном участии источника HIMU.

Афировые вулканиты были использованы для расчета родоначального состава, который равновесен с оливином с Mg# 0.86, по следующей методике **[5]**. Определенный родоначальный расплав имеет нефелин-нормативный состав, умеренные содержания MgO и CaO и около 44 мас. % SiO_2. Оценки равновесия системы оливин – расплав осуществлялись с помощью приложений из работы **[4]**. Были рассчитаны P и T для центральных частей оливина и диопсида в системе оливин–расплав и диопсид–расплав по методу **[8]**. Полученные расчетные данные показали, что температуры кристаллизации и давления равновесия $Fo_{0.86}$ с базанитовым расплавом составляют: T=1379–1293 °C, а P=1.15–1.06 гПа. По такой же методике для центральных частей диопсида температура определена в 1174–1122 °C, а давление 0.940–0.926 гПа.

Для нефелин-нормативных OIB в качестве мантийного источника рассматриваются оливиновые пироксениты (Ol+Cpx+Grt) **[5]**. Тестирование рассчитанных родоначальных расплавов в программе PRIMELT3 **[6]** показало большую вероятность данного источника для исследованных базанитов.

На основе приведенного материала сделан вывод о том, что вулканизм данного региона вызван влиянием мантийного плюма, как это предполагалось рядом исследователей **[1, 3, 7]**.

Основные выводы. Определены параметры формирования базанитовых расплавов. В качестве мантийного источника предполагаются оливиновые пироксениты (Ol+Cpx+Grt). Кайнозойский вулканизм Южного Забайкалья (Дауро-Хэнтейский хребет) вызван воздействием на литосферу мантийного плюма. Доминирующим мантийным источником для вулканитов служил источник PREMA при резко подчиненном участии источника HIMU. Исследованные вулканиты относятся к типичным внутриплитным образованиям и по своим геохимическим характеристикам полностью соответствуют основным породам океанических островов.

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН и при частичной поддержке РФФИ (проект № 17-05-00928). Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту IX.129.1.5 № 0350-2016-0030 АААА-А17-117041910032-1.

[1] *Ащепков И.В., Литасов Ю.Д., Литасов К.Д.* Ксенолиты гранатовых перидотитов из меланонефелинитов хребта Хэнтей (Южное Забайкалье): свидетельство подъема мантийного диапира // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 130–147.
[2] *Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Гирнис А.В.* Летучие и редкие элементы в щелочных и субщелочных расплавах океанических островов по данным изучения включений в минералах и закалочных стекол пород // Геохимия. 2016. № 6. С. 558–572.
[3] *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г.* Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотпных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 3–34.
[4] *Danyushevsky L.V., Plechov P.* Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2011. V. 12. Q07021. doi:10.1029/2011GC003516.
[5] *Herzberg C.* Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano // Nature. 2006. V. 444. P. 605.
[6] *Herzberg C., Asimow P.D.* PRIMELT3 MEGA. XLSM software for primary magma calculation: Peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2015. V. 16. P. 563–578.
[7] *Litasov K., Tiniguchi H.* Mantle evolution beneath the Baikal rift. CHEAS Monograph Series. 2002. V. 5. 221 p.
[8] *Putirka K.* Thermometer and barometers for volcanic systems // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. V. 69. P. 61–142.
[9] *Weaver B.L.* The origin of ocean basalt end-member composition: trace element and isotopic constraints // Earth and Planetary Science Letters. 1991. V. 88. P. 381–397.

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

2020. Выпуск 18. С. 241–243

ПАЛЕОЗОЙ ТУРКА-КУРБИНСКОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

О.Р. Минина, Н.А. Доронина, В.С. Ташлыков

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

Турка-Курбинская зона прослеживается от западного окончания хребта Улан-Бургасы до Баргузинской котловины и включает две подзоны – Курбинскую и Туркинскую. Большую часть территории зоны занимают позднепалезойские гранитоиды, среди которых находится серия останцов («ксенолитов»), образованных породами верхнего докембрия и палеозоя. Наиболее крупные из них находятся в бассейнах рч. Атха (Курбинская подзона) и р. Ямбуй (Туркинская подзона). Стратифицированные образования Турка-Курбинской зоны по данным предшественников включают верхнепротерозойскую курбинскую серию в составе двух свит, нижней, мылдылгенской, и верхней – курбинской. Мылдылгенская свита (балбагарская, андреевская), мощностью до 6000 м, сложена переслаиванием метапесчаников и метасланцев, эффузивов и их туфов **[1]**. Курбинская свита, выделенная впервые Н.М. Широбоковым (1957 г.) в бассейне рч. Атха, сложена известняками и доломитами с горизонтами различных сланцев, песчаников, гравелитов, алевролитов и органогенно-обломочных известняков. Позже в легенде Баргузино-Витимской серии к ГГК200 (издание второе) курбинская свита была отнесена к нижнему кембрию. Мощность свиты составляла 3300 м **[3, 6]**. При последующем изучении свиты в известняках были найдены девонские органические остатки **[5, 6].**

В настоящее время авторами получены новые данные по составу и возрасту стратифицированных отложений Турка-Курбинской зоны.

В *Курбинской подзоне* (бассейн р. Курба) в составе **курбинской свиты** выделены три пачки (снизу вверх): первая – *доломито-известняковая,* рифогенная, мощность около 1200 м, сложенная чередованием известняков, известковистых доломитов с кораллово-водорослевыми биогермами; вторая – *песчаниковая* (более 450 м), представленная песчаниками с прослоями рассланцованных алевролитов; третья – *известняковая,* мощностью около 300 м, включающая доломитистые и алевритистые известняки с прослоями рассланцованных известковистых и углистых аргиллитов. По комплексам органических остатков (кораллы, водоросли, тентакулиты, конодонты, мшанки, миоспоры) свита датирована поздним девоном **[4** и авторские данные**]**. Из состава курбинской и мылдылгенской свит выделены отложения, объединенные в **пановскую свиту**, включающую две подсвиты (стратотип свиты расположен в бассейне р. Ямбуй). *Нижняя подсвита* сложена чередованием (первые см) известковистых метаалевролитов, кремнисто-глинистых и углисто-глинистых метааргиллитов, возраст которых по миоспорам определен ранним карбоном (визе). Среди терригенных пород присутствуют прослои и линзы (мощностью от первых до ста метров) органогенно-обломочных, «ракушняковых» известняков, возраст которых определен в интервале от кембрия до силура **[2]**, и тонкослоистых водорослевых известняков, содержащих водоросли (D_2) и мшанки (S-D). *Верхняя подсвита*, общей мощностью более 1000 м, сложена переслаиванием тонкополосчатых метааргиллитов, метапесчаников, метаалевролитов с прослоями песчанистых известняков, возраст которых по комплексу палиноморф определяется ранним (серпухов) – средним (низы башкира) карбоном.

В *Туркинской подзоне* (бассейн р. Ямбуй) находится наиболее полный разрез палеозойских отложений. Этот разрез, образующий погружающуюся к юго-востоку моноклиналь, считался непрерывным и рассматривался как типовой для забайкальского венда – нижнего палеозоя **[1, 3]**. По данным предшественников, он представлен (снизу вверх): 1 – андреевской (V), 2 – курбинской ($Є_1$), 3 – пановской ($Є_{1–2}$), ямбуйской ($Є_3$–O_1) свитами **[1, 3, 6]**. С.В. Руженцев с соавторами к нижнему палеозою здесь относили курбинскую свиту ($Є_1$), бадотинскую ($Є_{1-3}$) и мергельную толщи (O_2-S). Пановская свита (D_3fm), сланцево-известняковая толща (D_2jv – D_3f, выделена из состава курбинской свиты), зумбурукская (C_{1-2}) и ямбуйская (C) свиты включались в состав среднепалеозойского комплекса **[5, 6]**.

По нашим данным, основание разреза Ямбуйского ксенолита представлено **курбинской свитой** в составе двух подсвит. К нижней подсвите (мощность около 600 м) отнесены светлые известняки, известковистые доломиты. Верхняя подсвита, мощностью более 680 м, сложена переслаиванием аргиллитов, алевролитов, глинистых пелитоморфных и оолитовых известняков, грубослоистых и плитчатых известняков. Возраст отложений мы считаем девонским. Нижняя подсвита может быть отнесена к нижнему – среднему девону. В карбонатных породах установлены водорослево-коралловые биогермы, аналогичные описанным в стратотипе свиты (рч. Атха). Кроме того, в пользу такого возраста отложений свидетельствуют находки нижне- и среднедевонских органических остатков, обнаруженные в линзах калькаренитов и органогенно-обломочных известняков пановской свиты – ругозы (D_{1-2}), тентакулиты (S-D), гелиолитиды (O_3-D_2) **[5, 6]**. Палеонтологическая характеристика верхней подсвиты включает тентакулиты, серпулиды, конодонты (D_2jv-D_3f, D_3f_2) и миоспоры, определяющие ее стратиграфическую принадлежность живетскому ярусу среднего девона – франскому ярусу верхнего девона **[4, 5]**. Общая мощность курбинской свиты в бассейне р. Ямбуй более 1280 м. **Пановская свита** с постепенным переходом сменяет курбинскую. Стратотип свиты описан по р. Сухая Бадота Б.А. Далматовым и Ю.П. Бутовым (1987, 1996). Мы в составе пановской свиты выделяем две подсвиты. *Нижнепановская подсвита* сложена переслаиванием алевролитов, аргиллитов с прослоями карбонатных мелкозернистых песчаников и линзами известняков, известковистых доломитов с прослоями тонкоплитчатых мергелей, содержащими разновозрастные органические остатки – археоциаты ($Є_1$), трилобиты ($Є_2$, $Є_3$), конодонты (O_2), тентакулиты (S-D), мшанки (O_2-P), кораллы – табулята (O_2-S_1) и ругозы (D_{1-2}), гелиолитиды (O_3-D_2), криноидеи (не древнее O), водоросли (O_3 ash., D) **[2, 5, 6]**. Мы полагаем, что органические остатки переотложены в обломочных известняках, образующих линзы среди терригенных отложений, а также встречены в крупных олистолитах карбонатных пород. В терригенных породах подсвиты установлены конодонты, миоспоры, определяющие стратиграфическую принадлежность отложений фаменскому ярусу верхнего девона – турнейскому ярусу нижнего карбона **[6].** *Верхнепановская подсвита* представлена известняковыми (ранее андреевская свита PR_3) и терригенными (зумбурукская свита, C_{1-2}) турбидитами. Возраст подсвиты определен по комплексу миоспор ранним (турне – визе) – средним (нижний башкир) карбоном. Комплексы органических остатков определяют стратиграфическое положение пановской свиты в фаменском ярусе верхнего девона – башкирском ярусе среднего карбона. Среди терригенных пород свиты присутствуют крупные олистолиты (размером более 10 м) известняков, мраморов, бурых окремненных доломитов, имеющие извилистые очертания и сопровождающиеся шлейфами мелких обломков, а также мощные пласты (40–150 м) брекчий хаотического строения. Эти фации, вероятно, формировались у подошвы подводного склона и связаны с обвально-оползневыми процессами. С потоками обломочного материала переносились органические остатки, экзотические глыбы, содержащие разновозрастную фауну. Общая мощность пановской свиты оценивается в 2400 м.

Ямбуйская свита сложена пестроцветными породами – полимиктовыми конгломератами, песчаниками, алевролитами, с прослоями известняков и отличается значительной фациальной изменчивостью. В песчаниках собраны остатки мшанок, в песчаниковом цементе конгломератов и гравелитов содержатся остатки девонских брахиопод и криноидей. Свита, пока условно, относится к карбону (?). Мы полагаем, что она по латерали сменяет верхнепановскую подсвиту.

В целом, для всех свит характерна слабая степень регионального метаморфизма, соответствующая серицит-хлоритовой субфации, и динамометаморфические преобразования, локализующиеся в отдельных зонах.

Таким образом, стратиграфическая последовательность Турка-Курбинской зоны включает (снизу вверх): девонскую курбинскую свиту, пановскую свиту, возраст которой мы считаем позднедевонско (поздний фамен) - среднекаменноугольным (низы башкира), каменноугольную (?) ямбуйскую свиту. Микстит-олистостромовый комплекс, связанный с флишоидной пановской свитой, по времени образования соответствует раннему карбону (визе – серпухов) – началу среднего карбона. Можно предполагать, что комплекс фиксирует время становления в пределах Турка-Курбинской зоны покровно-складчатой структуры, и формирование его могло происходить за счет разрушения фронта аллохтонной массы **[3]**.

Нижнепалеозойские и нижнесреднедевонские отложения в разрезе Турка-Курбинской зоны к настоящему времени не установлены, но органические остатки этого возраста обнаружены в линзах и прослоях калькаренитов, детритовых доломитов, органогенно-обломочных известняков пановской и в конгломератах ямбуйской свиты.

Таким образом, разрез палеозойских образований в пределах Турка-Курбинской зоны охватывает отложения с интервалом девон – начало среднего карбона, которые образуют структурно-формационный комплекс, соответствующий раннегерцинскому циклу развития зоны.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту IX.124.1.3, номер гос. рег. АААА-А17-117011650013-4, а также при поддержке РФФИ (проекты № 18-05-00234, 19-05-00986).

[1] *Беличенко В.Г.* Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.

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

[3] *Давыдов В.И. и др.* Краткая объяснительная записка к геологической карте Бурятской АССР. Масштаб 1:500000. Улан-Удэ: БТГУ, 1981. 148 с.

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

[5] *Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А.* Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.

[6] *Язмир М.М.* Биостратиграфия раннего и среднего кембрия в пределах Бурятии // Геология и геофизика. 1975. № 2. С. 55–63.

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

2020. Выпуск 18. С. 244–245

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА ЕРАВНИНСКОЙ ПОДЗОНЫ УДИНО-ВИТИМСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

О.Р. Минина, В.С. Ланцева

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

Еравнинская подзона рассматривается в составе Удино-Витимской островодужной системы (УВОС) **[3, 4]**. В ее строении традиционно выделяются олдындинская ($Є_1$), химгильдинская ($Є_{1-2}$) и исташинская ($Є_3$–O_1) свиты **[2, 4 и др.]**. В результате исследований последних лет показано, что в пределах подзоны локализованы три структурно-формационных комплекса: каледонский (Є–O_2), раннегерцинский (S_2–C_1) и позднегерцинский (C_2–P_1) **[6, 8]**.

Каледонский комплекс представлен дифференцированными вулканитами и известняками олдындинской свиты в составе двух подсвит (мощность до 1600 м). Нижняя подсвита представлена биогермными известняками и туфово-тефроидной толщей дацитов и андезитов с прослоями грубых вулканомиктов. По комплексам археоциат, трилобитов и водорослей свита соответствует атдабанскому, ботомскому и отчасти тойонскому ярусу нижнего кембрия **[7]**. Вулканиты имеют возраст 529±3 и 530.8±2.6 млн лет, что отвечает нижнему кембрию **[4, 5, 9]**. Верхняя подсвита сложена вулканитами андезит-дацит-риолитового ряда, смешанными с вулканомиктами. Возраст вулканитов определен в 517±4.4 – 466±4.8 млн лет и соответствует тойонскому ярусу кембрия – среднему ордовику **[5, 8]**. Вулканиты олдындинской свиты представляют собой дифференцированную вулканическую серию от базальтов до риолитов. По геохимическим характеристикам принадлежат к островодужным магматическим образованиям **[5, 8]**. Таким образом, олдындинская островодужная серия формировалась в широком интервале ранний кембрий – средний ордовик **[5, 8]**.

Раннегерцинский комплекс формируется на каледонском складчатом основании и включает два элемента **[1, 4, 6, 8]**.

Нижний (S_2–D_3) *элемент*. Озернинская толща, мощностью более 900 м, трансгрессивно налегает на нижнепалеозойские вулканиты (529 млн лет). Включает две подтолщи. Нижнеозернинская подтолща сложена полимиктовыми песчаниками с прослоями конгломератов и гравелитов, верхнеозернинская представлена переслаивающимися кремнисто-углисто-глинистыми сланцами, известняками, алевролитами и песчаниками. Толща датирована поздним силуром – поздним девоном (ранним франом) по комплексу органических остатков (конодонты, тентакулиты, водоросли мшанки, цефалоподы, строматопороидеи, кораллы, миоспоры) **[1, 6]**. Исташинская свита (около 900 м) представлена переслаиванием алевритистых известняков, песчаников, алевролитов и железисто-глинисто-карбонатных сланцев. Позднедевонский, раннефранский, возраст ее определяется по конодонтам, мшанкам, водорослям, миоспорам **[1, 6]**.

Верхний (D_3-C_2^1) *элемент.* Химгильдинская свита (более 1600 м), включает нижнюю, конгломерато-песчаниковую, и верхнюю, песчаниково-алевролитовую подсвиты. Позднедевонско-раннекаменноугольный возраст отложений определен по присутствию конодонтов, водорослей, строматопороидей, миоспор **[1, 6, 8**]. Ульзутуйская толща, общей мощностью более 650 м, имеет двучленное строение. Нижнеульзутуйская подтолща сложена переслаиванием известняков, туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, известковистых туффитов, туфов смешанного состава, с прослоями вулканитов (дацитов, андезибазальтов, базальтов). Верхнеульзутуйская подтолща представляет собой микстит-олистостромовый комплекс. В ее составе присутствуют многочисленные прослои и линзы разнообломочных конглобрекчий, крупные олистолиты нижнепалеозойских известняков и вулканитов. Матрикс микститового комплекса сложен пестроцветными карбонатно-терригенными породами. Палеонтологическая характеристика ульзутуйской толщи (конодонты, тентакулиты, строматопороидеи, водоросли, мшанки, высшие растения, миоспоры) определяет ее стратиграфическую принадлежность верхнему девону – турнейскому ярусу нижнего карбона **[6, 8]**. Кыджимитская толща (1500 м) также включает две подтолщи. Нижнекыджимитская подтолща представлена ритмично-слоистыми вулка-

номиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, туфами, верхнекыджимитская – тефротурбидитами кислого и смешанного состава, туфами кислого состава с горизонтами туфоконгломератов, туфогравелитов и ритмичным чередованием туффитов, туфоаргиллитов, пепловых туфов с линзами известняков. Содержит прослои и субвулканические тела базальтов, андезитов, дацитов и риолитов. Фаменско-серпуховский возраст толщи определен по комплексу органических остатков **[6, 8]**. Вулканиты в составе кыджимитской и ульзутуйской толщ представлены умеренно- и высококалиевыми базальтами и дацитами. Базальты относятся к толеитовой, а дациты – к известково-щелочной серии. Уровень концентрации высокозарядных элементов (Nb, Ti) образует типичные для надсубдукционного вулканизма отрицательные аномалии **[5, 8]**.

Нижний элемент раннегерцинского комплекса отражает постскладчатую пенепленизацию региона и становление карбонатно-терригенного шельфового чехла. Отметим, что формирование последнего по времени совпадает с девонским импульсом раскрытия Монголо-Охотского бассейна **[9]**. Верхний элемент представлен эффузивно-туфово-терригенной толщей, связанной с субдуктивным процессом, широко проявленным в пределах этого бассейна.

Позднегерцинский комплекс включает средне- и верхнекаменноугольные терригенные отложения ауглейской свиты, вулканиты сурхебтинской толщи и суховской свиты, габброиды суховского комплекса и пермские вулканиты тамирской свиты **[3, 4, 6, 8 и др.]**. Верхнепалеозойские вулканиты образуют единую ассоциацию с гранитами и являются составной частью трансрегионального Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса **[3, 10 и др.]**.

Ярусное строение Еравнинской подзоны обусловлено последовательным наложением разновозрастных структурно-формационных комплексов, разделенных четкими поверхностями структурных несогласий.

В палеозое Еравнинская подзона представляла собой длительно живущую активную континентальную окраину. Каледонский (Є–О) комплекс был связан с развитием Забайкальского, а два других, раннегерцинский (S_2?–C_2^1) и позднегерцинский (C_2–P_1), – с соответствующими по времени этапами развития Монголо-Охотского бассейна **[6, 8]**.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту IX.124.1.3, номер гос. рег. АААА-А17-117011650013-4, а также при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00234, 19-05-00986).

[1] *Аристов В.А., Катюха Ю.П., Минина О.Р., Руженцев С.В.* Стратиграфия и конодонты палеозоя Удино-Витимской складчатой системы (Забайкалье) // Материалы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. С. 24–26.

[2] *Беличенко В.Г.* Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.

[3] *Гордиенко И.В.* Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70.

[4] *Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И. и др.* История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.

[5] *Ланцева В.С.* Вулканизм Удино-Витимской зоны каледонид Западного Забайкалья (состав, возраст, геодинамические условия формирования): Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2014. 19 с.

[6] *Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В.* Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.

[7] *Постников А.А., Журавлева И.Т., Терлеев А.А.* Стратиграфия кембрийских отложений Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1997. № 3. С. 30–41.

[8] *Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А.* Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.

[9] *Руженцев С.В., Некрасов Г.Е.* Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.

[10] *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.

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

2020. Выпуск 18. С. 246–247

МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Ю.Б. Миронов

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

Схема металлогенического районирования Монголии на уран (рисунок) дополнена результатами исследований, выполненных монгольскими и другими зарубежными компаниями в 2010–2019 гг. **[1, 2]**.

Северо-Монгольская потенциально урановорудная провинция охватывает обширную, гетерогенную в тектоническом отношении, слабоизученную на уран территорию. Она включает многочисленные разнотипные террейны – Алтайский и Агардакский преддуговые, Завханский, Гарганский, Бутэльский кратонные и метаморфические, Озерный и Джидинский островодужные, Ильчирский офиолитовый. В общем плане Северо-Монгольская провинция является южной частью Алтае-Саянской провинции, входящей в состав Центрально-Азиатского подвижного пояса.

В соответствии с геологическим строением и радиогеохимическими особенностями в пределах провинции выделяются потенциально урановорудные (ураноносные) зоны, районы и

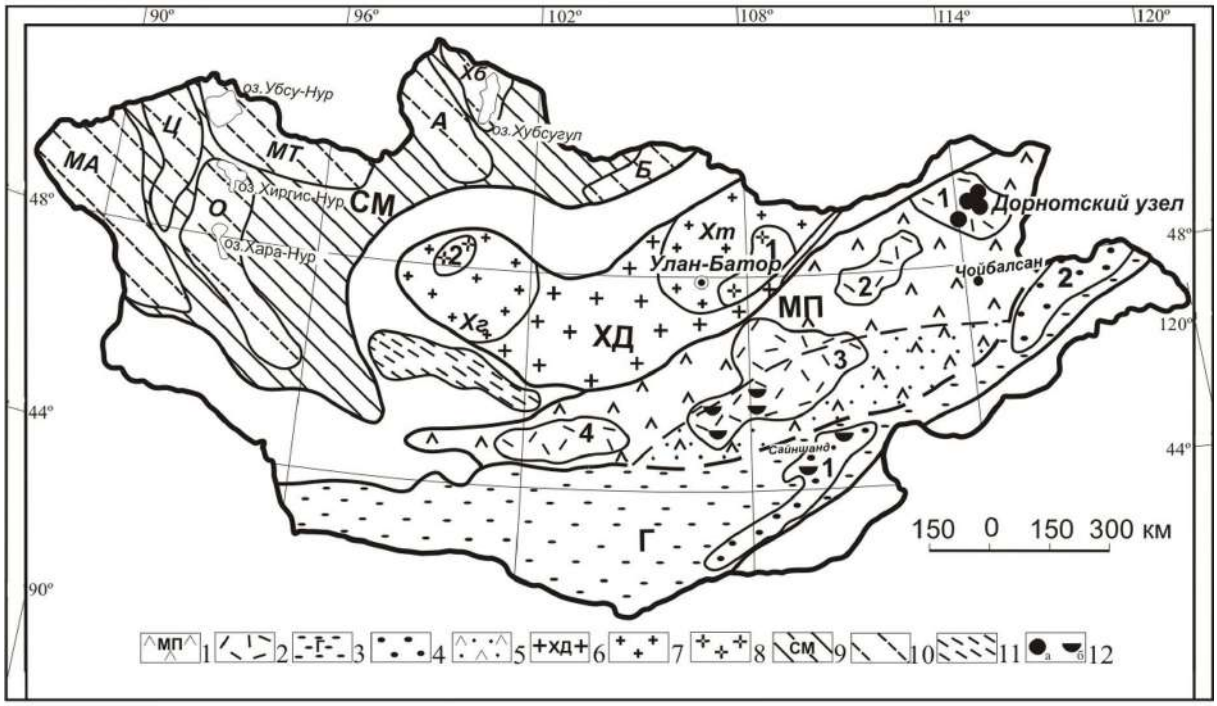


Схема металлогенического районирования Монголии на уран (Миронов, 2009). *1* – Монголо-Приаргунская урановорудная провинция; *2* – районы: Северо-Чойбалсанский – 1, Бэрхинский – 2, Восточно-Гобийский – 3, Среднегобийский – 4; *3* – Гобийская урановорудная провинция; *4* – районы: Сайншандинский – 1, Тамцагский – 2; *5* – ареал телескопирования ураноносных депрессий Гобийской провинции на структуры Монголо-Приаргунской провинции; *6* – Хэнтэй-Даурская урановорудная провинция; *7* – области: Хт – Хэнтэйская, Хг – Хангайская; *8* – районы и узлы: Центральный – 1, Чулутский – 2; *9* – Северо-Монгольская потенциально урановорудная провинция; *10* – области, районы, зоны: МА – Монголо-Алтайская, Ц – Цаганшибэтинская, О – Озерная, МТ – Монголо-Тувинская, А – Арагольская, Б – Бутулиннурская, Хб – Хубсугульская; *11* – Баянхонгорская зона вне провинций; *12* – месторождения урана: а – эндогенные (гидротермальные), б – экзогенные (гидрогенные).

узлы, сформировавшиеся преимущественно в палеозойскую, герцинскую и кайнозойскую урановорудные эпохи. Геологические особенности территории позволяют установить основные связи урановых объектов с различными комплексами пород и выделить их генетические типы: экзогенные, эндогенные и метаморфические. Многочисленные проявления принадлежат к четырем главным урановорудным формациям.

- Урановая формация в слаболитифицированных терригенных отложениях в связи с зонами окисления. По геологическим признакам выделяются три субформации: а) в терригенных кайнозойских отложениях; б) в пестроцветных терригенно-осадочных отложениях девона; в) в угленосных отложениях.
- Урановая формация в зонах дробления лейкократовых гранитов.
- Молибден-урановая (урановая) формация в связи с вулканотектоническими структурами девонского возраста.
- Уран-торий-редкоземельная формация в связи с массивами щелочных гранитов и сиенитов.

По особенностям локализации рудных объектов Северо-Монгольская провинция относится к сиалически-фемическому типу. Известные урановые объекты тяготеют к блокам повышенной консолидации с литофильной и халькофильной геохимической специализацией. По радиогеохимическим особенностям внутри провинции выделяются: Монголо-Алтайская интенсивно дифференцированная торий-урановая радиогеохимическая область, Цаган-Шибетинская радиогеохимическая область с известными рудопроявлениями уран-торий-редкоземельной формации, Монголо-Тувинская радиогеохимическая область, Хубсугульская и Арагольская радиогеохимические зоны существенно ториевой специализации, Озерная слабодифференцированная радиогеохимическая область со слабовыраженной урановой специализацией сероцветных песчано-глинистых формаций в Котловине Больших Озер.

По совокупности признаков в качестве перспективных в провинции выделяются 35 локальных площадей ранга рудных узлов и рудных полей. Благоприятные критерии проявлены в пределах Озерной, в Цаган-Шибетинской и в Монголо-Алтайских зонах (Дунгурханское, Кызылтауское, Делюно-Сагсайское рудные поля).

При дальнейшем изучении ураноносности Северо-Монгольской провинции особое внимание следует уделить трем геологическим ситуациям локализации промышленного уранового оруденения: наложенным впадинам, выполненным палеозойскими терригенно-вулканогенными отложениями, аналогичным структурам Тувы (Усть-Уюкское, Бегрединское, Онкажинское месторождения); девонским вулканотектоническим структурам, вмещающим молибден-урановые месторождения в Казахстане (Ботабурум, Кызылсай и др.), и Алтае-Саянской зоне (Рябиновое, Солонечное и др.); рифтогенным впадинам, часто угленосным, Котловины Больших Озер (Хиргиснурская, Ачитнурская и др.) и Озерной зоны, где возможно выявление гидрогенных урановых месторождений.

Специфические черты истории развития рудообразующих систем территории должны использоваться при дальнейшем изучении ее ураноносности.

[1] *Бямба Ж., Миронов Ю.Б., Жамсрандорж Г.* Геодинамика и металлогения урана Монголии. Улаанбаатар: «Соембо Принтинг» ХХК, 2018. 304 с.

[2] *Миронов Ю.Б.* Металлогения урана Монголии. Saarbrucken: LAP Lambert Academic Publishing, 2016.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 248–249

РЕГИСТРАЦИЯ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКИХ АКТИВИЗАЦИЙ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫМИ КОРКАМИ НА ГАЙОТАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ ПО ДАННЫМ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

П.Е. Михайлик, А.И. Ханчук, Е.В. Михайлик

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, mikhailik@fegi.ru

Изучение геологической истории подводных гор является важной составляющей в познании эволюции океанической литосферы после ее формирования. В северо-западной части Тихого океана на мезозойских плосковершинных подводных горах (гайотах) установлены кайнозойские вулканические постройки в виде конусов и куполов. Высоты таких конусов варьируются от 100 до 350 м, куполов – от 50 до 200 м с максимальными значениями соответственно 650 и 400 м **[3]**. Количество наложенных вулканических построек может достигать нескольких десятков и более сотни в пределах одного гайота, а их возраст совпадает с кайнозойскими этапами вулканотектонических активизаций, выявленных в Тихом океане **[1]**.

Основными твердыми полезными ископаемыми на гайотах являются кобальтбогатые железомарганцевые корки (КМК), приуроченные к привершинным участкам подводных гор, лишенным рыхлых осадков. Интенсивное изучение КМК началось с середины прошлого столетия. В результате было показано, что эти образования обладают высоким экономическим потенциалом и являются рудой будущего, поэтому бóльшая часть исследований была направлена на выявление новых районов развития этого полезного ископаемого в Мировом океане, определение концентраций полезных компонентов и подсчет запасов. В результате этих работ нашей страной был получен заявочный участок в районе Магеллановых гор (Тихий океан) для будущей добычи КМК.

Главной особенностью КМК является их медленная скорость роста, 1–10 мм/млн лет. Вне зависимости от глобальных изменений, происходящих на нашей планете в кайнозое, КМК продолжали формироваться, фиксируя условия среды в периоды их роста **[8]**.

Известно, что КМК гайотов формировались начиная с позднего мела **[2]**, а установленные стратиграфические перерывы в их образовании соответствуют времени вулканотектонических активизаций в Тихом океане **[1]**. Вулканические постройки на вершинных плато гайотов Магеллановых гор были датированы как позднепалеоцен-эоценовые, среднемиоценовые и предположительно плиоценовые **[3]**. Таким образом, формирование состава КМК могло быть подвержено эндогенному влиянию, что может отражаться в их химическом составе.

Детальное исследование КМК гайота Сет (подводные горы Маркус-Уэйк) показало аномально высокие концентрации ртути в гидрогенных КМК северо-западной части Тихого океана (до 4120 нг/г) **[6]**. В большинстве случаев количество этого металла в КМК не превышает 100 нг/г, редко – до 150 нг/г **[4]**. Накопление Hgв КМК осуществляется сорбцией, в большей степени железистыми гидроксидами, вероятно, в виде ее органометаллических комплексов **[10]**. Такой механизм предложен Д. Хайном с соавторами **[7]** для объяснения высоких (9892 мг/т) концентраций ртути в железомарганцевых корках смешанного гидротермально-гидрогенного генезиса на подводной горе в пределах Калифорнийского бордерленда, в фундаменте которого залегают высокоуглеродистые сланцы, являющиеся дополнительным источником Hg. В нашем случае этим источником является мощная карбонатная толща («карбонатная шапка» мощностью около 1000 м), залегающая на вершинном плато гайота Сет, через которую циркулировали гидротермальные флюиды в этап плиоценовой вулканотектонической активизации **[6]**.

Как известно, по высокопроницаемым зонам трещиноватости гидротермальные растворы поднимаются к поверхности дна, а в присутствии природных окислителей происходит осаждение химических элементов. Такой эффект был отмечен при детальном изучении КМК гайота Детройт (Императорский хребет), в которых были обнаружены пластинки гидротермального золота **[5]**. Полученные нами данные дают основание считать, что пластинки золота имеют низкотемпературное гидротермальное происхождение. Подтверждением этого вывода служат

результаты детального анализа пластинок самородной меди, выявленной в керне скв. 884 ODP гайота Детройт как в базальтоидах субстрата, так и в перекрывающих осадочных породах вплоть до среднего миоцена **[11]**. Медная минерализация в керне приурочена только к плоскостям разрывных нарушений, а по размерам и морфологии поверхности самородные пластинки меди близки к изученным нами пластинкам золота. Совпадает и время их формирования. Кроме того, в ассоциации с пластинками золота в образце КМК Детройта нами была встречена небольшая пластинка самородной меди. Более того, такого же морфологического облика пластинки золота были найдены в КМК гайота Зубова (Маршалловы острова). По нашим данным, выявленная золотая минерализация в КМК гайота Детройт маркирует среднемиоценовую вулканотектоническую активизацию, а КМК гайота Зубова – плиоценовую.

Железомарганцевые образования состоят из четырех минеральных фаз: I – легкорастворимая биогенная (looselybound), II – марганцевая (Mnoxide), III – железистая (Feoxyhydrixide), IV – остаточная алюмосиликатная (residual) **[9]**. Проведенные ранее исследования показывают, что до 99 % кобальта в гидрогенных КМК связаны с марганцевой фазой, а в гидротермальных образованиях около 40 % кобальта относятся к железистой фазе **[10]**. В изученных нами образцах КМК гайотов Магеллановых, Маршалловых и Маркус-Уэйк подводных гор содержание кобальта в железистой фазе варьируется от 13 до 39 %. Мы полагаем, что такое фракционирование кобальта между марганцевой и железистой фазами является маркером гидротермального вещества в общей рудной массе КМК. Влияние гидротермального процесса на рост КМК установлено по наличию тодорокита и гетита в древних меловых и палеоценовых слоях КМК. В более молодых миоцен-четвертичных частях разреза КМК влияние гидротермальной активности возможно проследить в особенностях распределения химических элементов по основным минеральным фазам.

Таким образом, использование новых прецизионных методов и методик изучения вещества железомарганцевых образований позволило нам выявить еще одну уникальную особенность КМК – регистрацию вулканотектонических активизаций, дополнительно обогащающих руды гайотов благороднометалльной минерализацией.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 18-17-00015).

[1] *Басов И.А.* Стратиграфические перерывы в осадочном чехле Северо-Западной Пацифики и их связь с геологическими событиями. Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 216 с.

[2] *Батурин Г.Н.* Руды океана. М.: Наука, 1993. 303 с.

[3] *Мельников М.Е., Плетнев С.П., Анохин В.М., Седышева Т.Е., Иванов В.В.* Вулканические постройки на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 6. С. 46–53.

[4] *Михайлик П.Е., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Иванов М.В., Еловский Е.В., Мельников М.Е.* Новые данные о концентрации ртути в железомарганцевых корках с подводных гор Северо-Западной Пацифики // ДАН. 2012. Т. 447. № 5. С. 546–551.

[5] *Михайлик П.Е., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Баринов Н.Н., Зарубина Н.В.* Самородное золото в Fe-Mn корках гайота Детройт (Императорский хребет, Тихий океан) // Вестник ДВО РАН. 2014. № 4. С. 13–24.

[6] *Михайлик П.Е., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Иванов М.В., Рашидов В.А., Зарубина Н.В., Блохин М.Г., Баринов Н.Н., Плетнев С.П.* Анамально высокое содержание ртути в гидрогенных железомарганцевых корках гайота Сет (СЗ Пацифика) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 3. С. 275–285.

[7] *Hein J.R., Koschinsky A., McInture B.R.* Mercury- and silver-rich ferromanganese oxides, Southern California Borderland: deposit model and environmental implications // Economic Geology. 2005. V. 100. P. 1151–1168.

[8] *Horner T.J., Schönbächler M., Rehkämper M., Nielsen S.G., Williams H., Halliday A.N., Xue Z., Hein J.R.* Ferromanganese crusts as archives of deep water Cd isotope compositions // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2010. V. 11. Q04001 doi:10.1029/2009GC002987.

[9] *Koschinsky A., Halbach P.* Sequential leaching of marine ferromanganese precipitates: Genetic implications // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59. P. 5113–5132.

[10] *Koschinsky A., Hein J.R.* Acquisition of elements from seawater by ferromanganese crusts: Solid phase associations and seawater speciation // Marine Geology. 2003. V. 198. P. 331–351.

[11] *Lonsdale P., Dieu J., Natland J.* Posterosional volcanism in the Cretaceous part of the Hawaiian hotspot trail // Journal of Geophysics Research. 1993. V. 98. P. 4081–4098.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 250–252

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ В РАННЕЙ ЮРЕ НА ЮГЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА ПО ДАННЫМ U-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ БАЗАЛЬНОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ИРКУТСКОГО БАССЕЙНА

Е.А. Михеева[1], Е.И. Демонтерова[1], А.В. Иванов[1], А.В. Аржанникова[1], С.Г. Аржанников[1], В.Б. Хубанов[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, mikheeva@crust.irk.ru
[2] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

В данной работе мы изучаем рост и эрозию гор в ранней юре на юге Сибирского континента. Отложения этого возраста распространены на достаточно обширной территории юга Сибирской платформы, представлены осадками Иркутского бассейна и указывают на активизацию горообразующих процессов в регионе. Иркутский угленосный бассейн простирается от берега Байкала на северо-запад вдоль Восточно-Саянского хребта примерно на 540 км. Отложения бассейна представлены континентальными осадками. Действующая региональная стратиграфическая шкала принята в 1981 г. с выделением черемховской (плинсбах – ранний тоар), присаянской (тоарско-ааленской) и кудинской (условно ааленской) свит **[1]**. Нами получены U-Pb данные датирования обломочных цирконов из базальных отложений бассейна, а именно из нижней подсвиты черемховской свиты.

Черемховская свита распространена по всей площади осадочного бассейна. Осадки представлены терригенными угленосными отложениями, мощность свиты колеблется от 30–100 до 180–240 м. В пределах бассейна для черемховской свиты выделяются аллювиальная, аллювиально-делювиальная, пойменная и озерно-болотная фации. По действующей стратиграфической схеме исследуемая черемховская свита делится на три пачки: пачка I, пачка II и пачка III **[1]**. Однако, согласно последним исследованиям, черемховскую свиту следует рассматривать как неделимый макроритм в составе двух подсвит – нижней и верхней **[2 и ссылки в данной работе]**. Все известные угольные месторождения Иркутского бассейна связаны с отложениями верхней подсвиты черемховской свиты.

Нижняя подсвита черемховской свиты преимущественно «конгломератовая», ранее выделялась как заларинская свита. Подсвита представлена неравномерно-зернистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и тонкими прослоями алевролитов, аргиллитов и углей. Мощность подсвиты составляет от 100–130 до 30 м, вплоть до полного выклинивания **[2]**. В нижней подсвите также отмечают глинисто-брекчиевую («трошковскую фацию») и песчаную («тулунскую фацию» ильменитоносных песчаников) фации **[2, 3]**. Все выделенные в подсвите фации различаются в зависимости от условий осадконакопления, морфологии погребенного рельефа и генезиса. Глинисто-брекчиевая и песчаная фации имеют крайне ограниченное распространение в пределах Иркутского бассейна. Общепринятой точкой зрения относительно генезиса этих фаций является их формирование в результате переотложения доюрских пород. Конгломератовая фация широко распространена в базальной части юрского разреза и отсутствует только на поднятиях и эрозионных выступах доюрского фундамента.

Нами исследован разрез нижней подсвиты черемховской свиты в районе с. Олонки в правом борту р. Ангары. В разрезе прослежен контакт юрских и подстилающих их кембрийских пород. Юрские отложения представлены переслаиванием конгломератов и песчаников, в песчаниках имеются аргиллитовые прослои с органическими остатками. Песчаники в разрезе от светло-желтых до почти белых с охристыми разводами по трещинам, неслоистые, рыхлые, по составу полевошпат-кварцевые, реже кварцевые, часто различаются по крупности – от мелкозернистых до гравийных, местами переходят в гравелиты. Цемент контактный и контактово-поровый, по составу – глинистый, глинисто-карбонатный, реже железисто-глинистый. Алевролиты от темно-серого до черного цвета, по вещественному составу близки к мелкозернистым разновидностям песчаников. Конгломераты встречаются мелко- и среднегалечные с примесью гравийно-песчаного материала и валунной гальки. Галька представлена хорошо окатанным

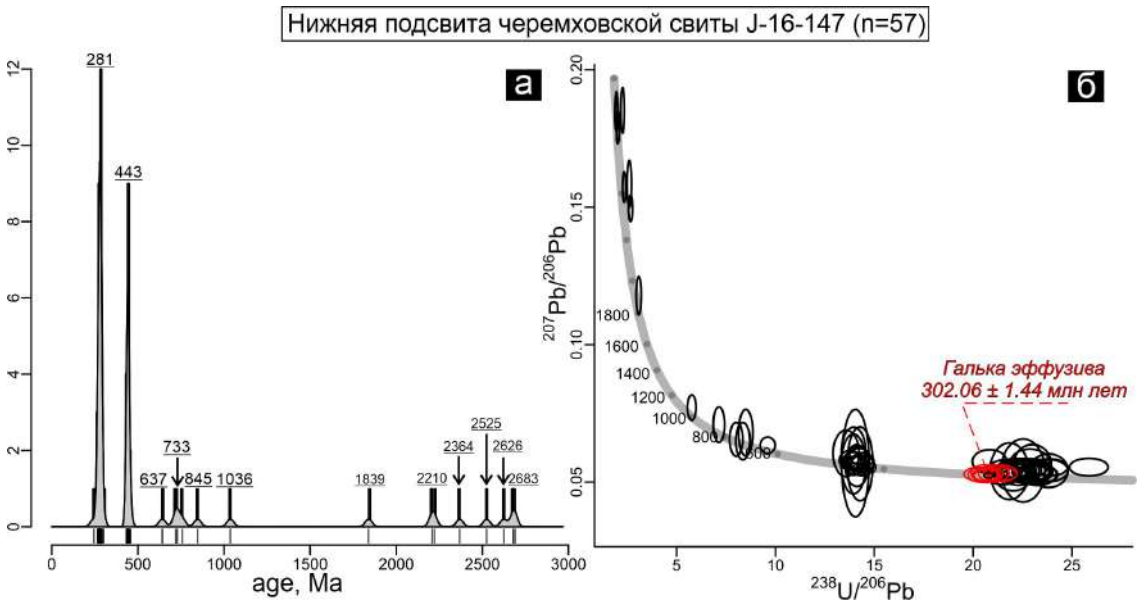


Диаграмма распределения U-Pb возрастов детритовых цирконов (*а*) из исследованной пробы нижней подсвиты черемховской свиты дополнена диаграммой конкордии Терра-Вассербург (*б*). Диаграммы построены с использованием Isoplot R **[4]**. Нанесены только конкордантные значения.

кварцем, метаморфическими и магматическими породами кислого состава. В данном разрезе отмечено значительное количество (около 60–70 %) гальки эффузивов с порфировой структурой. Ранее эту отличительную черту для данного разреза отмечали и другие исследователи **[3]**. Эффузивы представлены кварцсодержащими порфирами с крупными выделениями полевого шпата (до 1.5 см) и микрозернистой кварц-полевошпатовой массой.

Нами выполнено U-Pb датирование детритовых цирконов из прослоя песчаника и акцессорных цирконов из гальки вулканита порфиритового облика. Всего из опробованного песчаника исследовано 60 зерен, из которых три анализа характеризуются дискордантностью более 10 %. По результатам U-Pb датирования получены четыре возрастные группы цирконов: 1.84–2.69 млрд лет (13 %), 637–845 млн лет (8 %), 433–526 млн лет (27 %) и 245–302 млн лет (47 %), а также единичное зерно возрастом 1 млрд лет (рисунок). Возраст конкордии для гальки эффузива составляет 302.06±1.44 млн лет (СКВО=1.4, рисунок), для расчета использовано девять анализов с применением IsoplotR **[4]**. Всего исследовано 19 зерен, из которых три анализа характеризуются дискордантностью более 10 %, пять анализов отфильтрованы в связи со слишком высоким значением СКВО (≥2), еще два анализа проинтерпретированы как результат потери свинца. Самая древняя возрастная популяция детритовых цирконов возрастом 1.84–2.69 млрд лет характерна для пород фундамента Сибирской платформы. Цирконы неопротерозойского возраста (637–845 млн лет) характеризуют островодужные серии, их возможным источником являются осадки Сибирской платформы и западная часть ее складчатого обрамления. Цирконы раннепалеозойского возраста (433–526 млн лет) могут быть связаны с породами, известными в аккреционно-коллизионных комплексах региона. Самую молодую и наиболее широко представленную популяцию цирконов 245–302 млн лет можно отнести к позднепалеозойским и мезозойским комплексам южной части Сибири (Забайкалье, Россия), Северной и Центральной Монголии. Однако стоит отметить, что для юго-западного обрамления Сибирского кратона также характерен позднепалеозойский возраст **[5]**.

Таким образом, можно говорить о том, что на начальном этапе формирования Иркутского бассейна материал переносился с юго-западного обрамления Сибирского кратона, однако не стоит исключать возможность участия удаленных от края платформы частей Палеозабайкалья.

Выделение цирконов для исследования U-Pb методом LA-ICP-MS проведено на базе ЦКП ИЗК СО РАН «Геодинамика и геохронология» (г. Иркутск). Датирование проводилось в ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-45-383008).

[1] *Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири* (МСК СССР). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981. 91 с.

[2] *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.

[3] *Одинцов М.М.* Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 321 с.

[4] *Vermeesch P.* IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 1479–1493.

[5] *Рябинин А.Б. и др.* Позднепалеозойская складчато-покровная структура Тункинских гольцов Восточного Саяна (южное обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. №. 12. С. 2087–2109.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 253–255

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ «ПРЕДЛЕДНИКОВЫХ» ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЮЖНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

З.Л. Мотова, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.М. Мазукабзов

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

Позднедокембрийские осадочные толщи, прослеживающиеся вдоль южной окраины Сибирского кратона на протяжении около 2000 км, относятся к структуре Саяно-Байкало-Патомского пояса (далее по тексту – СБПП) и подразделяются в следующие региональные стратиграфические горизонты (снизу вверх): пурпольский, медвежевский, баллаганахский, дальнетайгинский, жуинский и присаянский **[5]**. В пределах СБПП выделяется три сегмента: западный (Саянский сегмент), центральный (Байкальский сегмент) и северо-восточный (Патомский сегмент). Мощные осадочные последовательности этих комплексов пород отражают разные этапы геодинамической эволюции региона: внутриконтинентальное растяжение, режим пассивной континентальной окраины Палеоазиатского океана, формирование которой связано с распадом суперконтинента Родиния в неопротерозое, обстановку бассейна форланда **[**обзор в **12]**. В качестве «предледниковых» позднедокембрийских осадочных образований южной окраины Сибирского кратона рассматриваются осадочные породы верхней части баллаганахского регионального стратиграфического горизонта, а именно: ипситская свита карагасской серии Саянского сегмента СБПП, нуганская свита байкальской серии Байкальского сегмента СБПП и бугарихтинская и мариинская свиты баллаганахской серии Патомского сегмента СБПП, на основании того, что все эти три свиты перекрываются более молодыми осадочными толщами дальнетайгинского регионального стратиграфического горизонта, в базальных частях которых фиксируются горизонты тиллитов, отнесенные к гляциопериоду Марино (~635 млн лет) **[6, 7]**.

В настоящее время появились новые предположения как о времени седиментации пород ипситской свиты карагасской серии, так и о возрасте образования тиллитов, зафиксированных в основании вышележащей марнинской свиты оселковой серии **[8, 18]**. Так, А.В. Шацилло с соавторами **[8]**, основываясь на результатах палеомагнитных и изотопно-геохимических исследований пород ипситской свиты, предложили ограничить время накопления терригенных отложений ранним эдиакарием (~630–620 млн лет), а тиллиты в основании марнинской свиты отнести к гляциопериоду Гаскье (~580 млн лет). Напротив, М. Романов с соавторами **[18]**, в результате седиментологических и изотопно-геохронологических исследований, предложили ограничить время седиментации терригенных пород ипситской свиты ранним неопротерозоем (тоний, до 720 млн лет), а тиллиты марнинской свиты отнести к гляциопериоду Стерт (~680 млн лет). Неоднозначность новых данных, полученных разными научными коллективами, ставит вопрос о возможности корреляции предледниковых осадочных толщ трех различных сегментов СБПП: ипситской, нуганской, мариинской и бугарихтинской свит, ранее выделяемых в верхней части баллаганахского регионального стратиграфического горизонта **[1, 6, 7, 12, 16]**.

В данном сообщении приводится сравнительная характеристика вещественных составов, а также сопоставление результатов U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритовых цирконов из терригенных отложений ипситской, нуганской и бугарихтинской свит с целью выявления их возможных отличительных характеристик.

Генетическая типизация, проведенная с применением системы петрохимических модулей **[9]**, свидетельствует о том, что терригенные отложения ипситской, нуганской и бугарихтинсой свит являются осадками первого цикла седиментации, т.е. образованными за счет разрушения первично-магматических пород. Петрохимический состав песчаников ипситской, нуганской и бугарихтинской свит соответствует аркозам (по **[2, 13]**). Изученные породы предледниковых терригенных отложений трех различных сегментов СБПП обнаруживают схожий характер распределения редких и редкоземельных элементов, а именно фракционированные спектры распределения РЗЭ (La_n/Yb_n=5.5–17.5 (ипситская свита); 6.4–8.4 (нуганская свита); 3.3–16.0 (буга-

рихтинская свита)), обогащение легкими лантаноидами и наличие отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu*=0.7–0.9 (ипситская свита); 0.6–0.8 (нуганская свита); 0.6–0.9 (бугарихтинская свита)), что в совокупности с концентрациями Th, Co, La, Sc и Zr в этих породах свидетельствует о преобладании кислых магматических пород в области источника сноса **[10, 15]**. Данный вывод также подтверждается обилием обломков гранитоидов в кластогенной составляющей, а также набором акцессорных минералов (апатит, турмалин, рутил, циркон) в проанализированных породах ипситской, нуганской и бугарихтинской свит.

Изотопные исследования детритовых цирконов U-Pb методом (LA-ICP-MS) из песчаников ипситской **[4]**, нуганской **[3]** и бугарихтинской **[16** и наши новые данные**]** свит показывают, что они имеют исключительно архей-раннепротерозойские значения возраста, при этом основные возрастные пики полностью соответствуют возрасту пород фундамента Сибирского кратона **[17]**, а наибольшее количество детритовых цирконов отвечает возрасту гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса **[11]**.

Реконструкция палеогеодинамических обстановок формирования терригенных пород ипситской, нуганской и бугарихтинской свит проведена при помощи дискриминантных палеогеодинамических диаграмм **[14, 19]** и свидетельствует в пользу того, что исследованные породы всех трех свит образовались во внутриконтинентальных условиях, а именно в рифтогенной остановке.

Таким образом, несмотря на неоднозначные интерпретации времени седиментации терригенных отложений ипситской свиты (тоний, криогений или эдиакарий?) **[18, 12, 18]**, а также различный возраст тиллитов марнинской свиты (Стерт, Марино или Гаскье?) **[6, 8, 18]**, приведенная в данной работе сравнительная характеристика вещественных составов и значений возраста детритовых цирконов из пород ипситской, нуганской и бугарихтинской свит, выделяемых в верхней части баллаганахского регионального стратиграфического горизонта, показывает их идентичность и позволяет сделать вывод о том, что седиментация этих отложений могла происходить практически одновременно в сходной геодинамической обстановке. Основным поставщиком обломочного материала в бассейн седиментации этих отложений явились породы Сибирского кратона при преобладающей роли раннепротерозойских гранитоидов и вулканитов Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса.

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

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

[2] *Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1974. 400 с.

[3] *Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Хубанов В.Б., Мотова З.Л., Корнилова Т.А.* Отложения рифтогенного этапа развития пассивной окраины Палеоазиатского океана (Байкальский сегмент) // ДАН. 2018. Т. 478. № 5. С. 566–569.

[4] *Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Хубанов В.Б.* U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов и источники вещества терригенных отложений ипситской свиты карагасской серии (саянский сегмент Саяно-Байкало-Патомского пояса) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1313–1329.

[5] *Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири*. Ч. 1. Новосибирск, 1983. 214 с.

[6] *Советов Ю.К., Комлев Д.А.* Тиллиты в основании Оселковой серии Присаянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 48. № 1. С. 60–79.

[7] *Чумаков Н.М., Капитонов И.Н., Семихатов М.А., Леонов М.В., Рудько С.В.* Вендский возраст верхней части Патомского комплекса Средней Сибири: U-Pb LA-ICP-MS датировки обломочных цирконов никольской и жербинской свит // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 115–119.

[8] *Шацилло А.В., Рудько С.В., Кочнев Б.Б., Латышева И.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В., Мотова З.Л., Паверман В.И., Колесникова А.А., Кузнецов Н.Б.* Проблема состава и возраста карагасской серии Присаянья: результаты геохронологических, изотопно-геохимических и палеомагнитных исследований // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 17. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. С. 290–294.

[9] *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

[10] *Cullers R.L.* Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chemical Geology. 2002. V. 191. P. 305–327.

[11] *Donskaya T.V.* Assembly of the Siberian craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. V. 348. 105869. doi:10.1016/j.precamres.2020.105869.

[12] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H.* U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of Late Precambrian sediments in southern Siberia: new insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean // Gondwana Research. 2019. V. 65. P. 1–16.

[13] *Herron M.M.* Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log date // Journal of Sedimentary Petrology. 1988. V. 58. P. 820–829.

[14] *Maynard J.B., Valloni R., Ho Shing Ju.* Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin // Geological Society of America Special Paper. 1982. V. 10. P. 551–561.

[15] *McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N.* Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // Geological Society of America Special Paper. 1993. V. 248. P. 21–40.

[16] *Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigane J.* Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // Precambrian Research. 2015. V. 267. P. 39–71.

[17] *Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M.* Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: Significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2011. V. 19. P. 751–763.

[18] *Romanov M., Sovetov Ju.K., Rosenbaum G., Wilde S.A., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I.* Late Neoproterozoic evolution of the southwestern margin of the Siberian craton: evidence from sedimentology, geochronology and detrital zircon analysis // International Geology Review. 2020. doi:10.1080/00206814.2020.1790044.

[19] *Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S.* New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chemical Geology. 2013. V. 355. P. 117–133.

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

2020. Выпуск 18. С. 256–257

КОНТАКТОВО-РЕАКЦИОННОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ КАРБОНАТА И ОНГОНИТОВОГО РАСПЛАВА МАССИВА АРЫ-БУЛАК

А.С. Новикова, Я.О. Алферьева, Е.Н. Граменицкий

Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
novikova-a-s@yandex.ru, YanaAlf@ya.ru

Приконтактовые зоны онгонитового массива Ары-Булак содержат до 9–15 % CaO, что в 15 раз превышает содержание CaO в классическом онгоните из массива Онгон-Хайрхан **[2]**. Кроме того, в основной массе эндоконтактовых зон преобладают топаз и флюорит, что сказывается на высокой фтористости (F – до 7 %) при обычном содержании не более 1 % **[3]**. Данные породы также обогащены Rb (2268 ppm) и Sr (1771 ppm).

В.С. Антипиным и др. **[1]** было сделано предположение об ассимиляции онгонитовым расплавом известняков усть-борзинской свиты в приконтактовых частях массива, основанное на атипичном химическом составе пород, насыщенных Ca, Sr и Ba, характерными по большей части для осадочных пород.

Для подтверждения предположения, что из вмещающих пород происходил принос кальция в систему, а из кристаллизующихся онгонитов – вынос фтора, был поставлен эксперимент по изучению взаимодействия высокофтористого гранитного расплава и кальцита при 750 °C и давлении 1 кбар, содержании воды – 10 % от массы навески. Параметры эксперимента были выбраны исходя из данных работ по изучению расплавных включений **[4–7]**.

Для исследования системы карбонат – онгонитовый расплав использовался порошок свч. $CaCO_3$ и смесь реактивов LiF, NaF, $NaAlSi_3O_8$, $KAlSi_3O_8$, AlF_3, Al_2O_3, SiO_2, соответствующая валовому составу природного образца центральной зоны – АРБ 28. (SiO_2 – 72.6, Al_2O_3 – 17.0, Na_2O – 3.9, K_2O – 4.5, Li_2O – 0.1, F – 1.8 мас. %). Исходная смесь и кальцит были взяты в соотношении 3:4 и помещены в платиновую ампулу послойно. Нижняя часть ампулы была заполнена кальцитом, а верхняя – исходной смесью. Опыты проводились в Институте экспериментальной минералогии РАН (г. Черноголовка) на установке высокого газового давления УВД10000. Продолжительность эксперимента составила пять дней.

Результаты экспериментальной работы показали контактово-реакционное взаимодействие между карбонатом и онгонитовым расплавом.

При параметрах эксперимента зона контакта представлена анортитом. Приконтактовую зону силикатной части слагает щелочной полевой шпат и расплав. По мере удаления от приконтактовой области поле устойчивости щелочного полевого шпата уменьшается и на периферии он становится нестабильным (рис. 1).

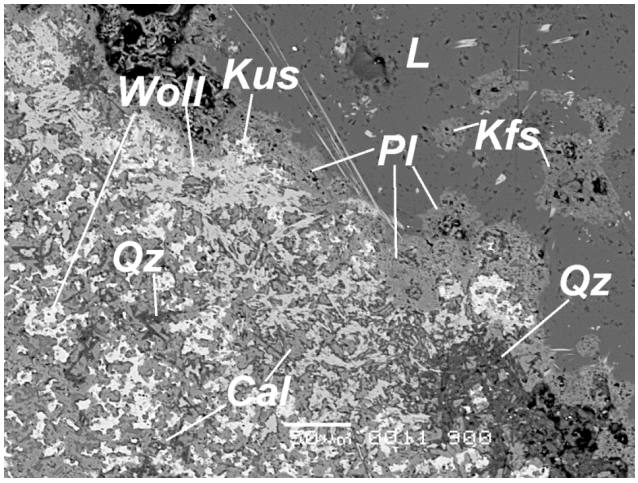


Рис. 1. Приконтактовая область образца. L – силикатное стекло, Kfs – щелочной полевой шпат, Qz – кварц, Pl – плагиоклаз, Woll – волластонит, Kus – куспидин, Cal – кальцит.

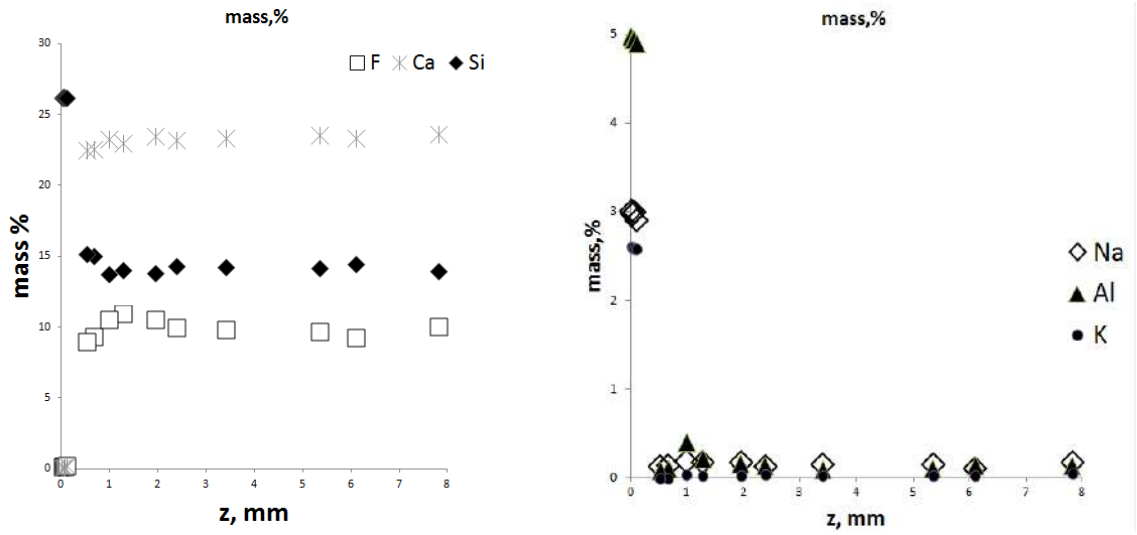


Рис. 2 Изменение химического состава преобразованной карбонатной фазы от зоны контакта (z=0 мм) до края образца (z=7.8 мм).

Тыловая зона карбонатной части частично замещена волластонитом, куспидином и кварцем (рис. 1).

В результате взаимодействия с онгонитовым расплавом карбонатная часть обогатилась его составляющими – фтором и кремнеземом (рис. 2). Однако обогащение Al, Na и K не произошло, что указывает на их инертность в процессе преобразования.

Данный эксперимент подтверждает предположение о возможности взаимодействия известняков и высокофтористых гранитных расплавов, существенную миграцию фтора, кальция, кремния и, как следствие, изменение химического и минерального состава приконтактовых фаций гранитных интрузий и вмещающих пород.

[1] *Антипин В.С., Андреева И.А., Коваленко В.И., Кузнецов. В.А.* Геохимические особенности онгонитов Ары-Булакского массива // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 601–612.

[2] *Богатиков О.А., Морозов А.Ф., Петров О.В.* Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 160 с.

[3] *Коваленко В.И., Коваленко Н.И.* Онгониты – субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. 125 с.

[4] *Кузнецов В.А., Андреева И.А., Коваленко В.И., Антипин В.С., Кононкова Н.Н.* Содержание воды и элементов-примесей в онгонитовом расплаве массива Ары-Булак, Восточное Забайкалье (данные изучения расплавных включений) // ДАН. 2004. Т. 396. № 4. С. 524–529.

[5] *Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленко В.И., Гужова А.В.* Кристаллизация топаза, альбита, калиевого полевого шпата, слюды и колумбита из онгонитового расплава // Геохимия. 1990. № 8. С. 1200–1205.

[6] *Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Царева Е.А., Сапожников А.Н.* Несмесимость фторидно-кальциевого и алюмосиликатного расплавов в онгонитах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // ДАН. 2007. Т. 413. № 2. С. 244–250.

[7] *Перетяжко И.С., Савина Е.А.* Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 10. С. 1423–1442.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 258–260

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ РИФТОГЕННЫЕ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ) И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

А.Д. Ножкин[1], П.С. Козлов[2], И.И. Лиханов[1], С.В. Зиновьев[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, nozhkin@igm.nsc.ru
[2] Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, kozlov@igg.uran.ru

Енисейский кряж мы рассматриваем как докембрийскую окраинно-континентальную складчатую область в западной части Сибирской платформы. Начиная с позднего палеопротерозоя и до второй половины неопротерозоя эта структура развивалась в режиме пассивной континентальной окраины. Достоверно установлено, что формирование офиолитов и островных дуг произошло только в позднем неопротерозое – около 700 и 640–620 млн лет назад в Исаковском и Предивинском террейнах Саяно-Енисейского аккреционного пояса **[1, 2]**. В течение длительного времени, на протяжении одного миллиарда лет, формировались рифтогенные структуры, сопровождавшиеся внутриплитным магматизмом и развитием осадочных депрессий. В протерозое нами выделяются следующие эпохи развития рифтогенных структур, сопутствующего внутриплитного магматизма и осадконакопления (млн лет): I – 1740. Метавулканогенные ассоциации амфиболит-ортогнейсовой толщи енисейского комплекса **[3]**; II – 1380–1250. Плагиогнейсограниты немтихинской толщи гаревского комплекса (ГК) **[4]** и метапикрит-базальтовая ассоциация панимбинской толщи в Рыбинско-Панимбинском вулканическом поясе (РПВП) **[5]**; III – 1000. Метапикрит-пикробазальт-базальтовая ассоциация нижнереченской толщи в Приангарье **[6]**; IV – 797–780. А-граниты и метагаббро дайкового пояса в ГК **[7]** и плагиориодацит-базальтовая ассоциация рыбинской толщи в РПВП **[5]**; V – 756–750. Лейкограниты тектонизированные ГК **[2]** и риолит-базальтовая ассоциация верхневороговской грабен-синклинали **[8]**; VI – 723–717. А-граниты чернореченского массива ГК **[4]** и риолит-базальтовая ассоциация орловской серии Глушихинского прогиба **[9]**; VII – 700. Трахибазальт-трахитовая ассоциация чингасанской серии в Захребетнинской структуре **[5, 8]**; VIII 670–650. Щелочные пикриты, лампроиты чапской серии в Чапско-Алманаканской структуре **[8]**.

Наиболее интенсивно и многократно проявился рифтогенный и внутриплитный магматизм в поздний неопротерозойский этап в Татарско-Ишимбинской зоне разломов. В этой же зоне сосредоточены проявления мезопротерозойского вулканизма, а также крупные золоторудные и разнообразные редкометалльные и урановые месторождения и рудопроявления. Здесь нами выделяется пять эпох формирования рифтогенных структур, сопровождающихся внутриплитным магматизмом на рубежах 1380, 780, 750, 700 и 650 млн лет **[4, 5, 8]**. Тектономагматические процессы этих эпох могли сыграть решающую роль в формировании указанных месторождений.

В качестве объекта исследования выбрана контрастная по составу метапикрит-базальтовая с пиллоу-лавами толща района р. Нижней (левый приток р. Енисея) и залегающие стратиграфически выше карбонатные породы горевской свиты неопротерозоя в междуречье Ангары – Тасеевой – Енисея – Бол. Сполошной (Приангарье Енисейского кряжа). Рассматриваемый район вызывает повышенный практический интерес, поскольку в его пределах в карбонатных породах эксплуатируется уникальное Горевское свинцово-цинковое стратиформное месторождение.

В приангарской части Енисейского кряжа установлен последовательный разрез метапикрит-базальтовой толщи и залегающих выше карбонатных пород горевской свиты. Данный разрез рассматривается в качестве стратиграфически единого вулканогенно-осадочного комплекса, сформированного на рубеже позднего мезопротерозоя – раннего неопротерозоя в рифтогенном окраинно-континентальном палеобассейне на юго-западе Сибирского кратона. Метапикрит-базальтовую толщу предлагается ввести в легенду стратиграфии широкинской серии западной части Енисейского кряжа под названием «нижнереченская толща». В изученном

разрезе в нижней части нижнереченской толщи преобладают метаморфизованные пикробазальты и пикриты, в средней и верхней – базальты, рудовмещающие Pb-Zn минерализацию (Степановское рудопроявление). На границе с карбонатными отложениями горевской свиты наблюдается чередование вулканогенных пород и терригенно-карбонатных осадков и развитие силлов метабазальтов, что подтверждает единство вулканогенно-осадочного комплекса, сложенного в нижней части нижнереченской пикрит-базальтовой толщей, а в верхней – горевской терригенно-карбонатной свитой. Петрохимический и редкоэлементный состав метавулканитов пикрит-базальтовой толщи имеет общие близкие черты, что свидетельствует о парагенетической связи этой ассоциации высокомагнезиальных пород. Для них характерна повышенная титанистость и железистость, метабазальты и метагабброиды отличаются заметно повышенной щелочностью и содержанием P_2O_5. По общей щелочности метабазальт-пикробазальты уклоняются от нормального петрохимического ряда в сторону субщелочного, что коррелирует с их повышенной титанистостью. Среди них встречаются более обогащенные щелочами, особенно калием (K_2O от 3.0 до 4.2 мас. %), базиты, которые по составу отвечают трахибазальтам. Породы высокотитанистые (TiO_2=3.0–3.4 %) с повышенным содержанием P_2O_5 до 0.5 %. Содержания несовместимых редких элементов отчетливо возрастают от пикритов к базальтам, достигая максимума в трахибазальтах, которые в 1.5–3.0 раза обогащены высокозарядными элементами по сравнению с базальтами. О парагенетическом единстве рассматриваемой ассоциации наиболее убедительно свидетельствуют данные о распределении РЗЭ, которые демонстрируют удивительное сходство спектров: $(La/Yb)_n$=6–7 при Eu/Eu*=0.9–1.0. Породы метапикрит-базальтовой толщи имеют хорошо фракционированные мультиэлементные распределения, занимающие промежуточное положение между спектрами OIB и E-MORB базальтами. Мультиэлементные спектры характеризуются преимущественным отсутствием деплетирования Nb и Ta относительно Th и легких РЗЭ, что является типичным для внутриплитных базальтов, в частности базальтов континентальных рифтовых зон, связь которых с глубинными мантийными источниками и плюмами является наиболее обоснованной. Геодинамическая принадлежность этих пород к группе внутриплитных базальтоидов подтверждается использованием известных диагностических диаграмм.

Произошедшее в позднем мезопротерозое – раннем неопротерозое растяжение, рифтогенез земной коры Приангарья обусловили развитие зоны базитового вулканизма с ассоциацией высокомагнезиальных пород и раскрытие окраинно-континентального морского бассейна. В этом палеобассейне накапливались терригенно-карбонатные, в том числе рудоносные (Pb-Zn), отложения горевской свиты, вмещающие Горевское Pb–Zn месторождение. На раннем этапе в зоне рифтогенеза осуществлялось извержение туфов, туфобрекчий и лавобрекчий пикробазальтов и пикритов, излияние лав и пиллоу-лав базальтов и пикритов, местами в чередовании вулканитов с терригенно-карбонатными осадками. В последующее время, судя по строению разреза, преобладал базальтовый вулканизм. По окраинам зоны вулканизма формировались карбонатные и терригенно-карбонатные отложения в переслаивании с вулканитами, а также осуществлялось внедрение базитовых силлов в сформированные осадки.

В нижнем течении р. Ангары обосновывается существование морского (Нижнеангарско-Большепитского) глубоководного рифтогенного палеобассейна, сформированного в раннем неопротерозое на окраинно-континентальной коре. В этом бассейне формировались углеродистые сланцы с аутигенным пиритом, стратиформные Pb-Zn залежи и карбонатные турбидиты горевской свиты. Синхронность существования ряда бассейнов по окраинам Сибирского кратона в раннем неопротерозое подтверждена Sr-изотопией **[6]**. Рифтогенная структура палеобассейна могла быть генерирована Ангарским глубинным разломом с позднемезопротерозойским возрастом заложения. На восточном продолжении этого разлома в неопротерозое сформировалось Горевское Pb-Zn месторождение. Pb-Zn рудоносность метапикрит-базальтовой толщи подтверждается картировочными и поисковыми буровыми работами, с ее поверхности выявлены ряд точек галенит-сфалеритовой минерализации и Степановское свинцово-цинковое рудопроявление, вскрытое скважинами. Эти руды могут быть отнесены к свинцово-цинковой формации в вулканогенно-карбонатных породах. Следовательно, в Горевском рудном поле можно выделить новый – нижнереченский – потенциальный стратоуровень Pb-Zn оруденения в вулканогенно-осадочных породах. Стратиграфически выше его в низах горевской свиты зафиксированы рудоносные уровни, сходные с широкоизвестным в регионе Линейным колчеданно-полиметаллическим месторождением в углеродистых сланцах, а несколько выше – Горевский стратоуровень в карбонатных породах нижнегоревской подсвиты.

[1] *Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M.* Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304–307. P. 468–488.

[2] *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А.* Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. № 1. С. 28–51.

[3] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В.* Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 312–332.

[4] *Likhanov I.I., Santosh M.* A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research. 2019. V. 328. P. 128–145.

[5] *Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А.* Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 158–181.

[6] *Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Васильева И.М., Овчинникова Г.В.* Sr-хемостратиграфия и Pb-Pb возраст известняков тунгусикской и широкинской серий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 46–62.

[7] *Likhanov I.I., Santosh M.* Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. P. 315–331.

[8] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е.* Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 666–688.

[9] *Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В.* Поздненеопротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрогеохимический состав, возраст и условия образования // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 58–71.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 261–262

ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ КИВИЛИЙСКОГО И СУЛАРИНСКОГО КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА (БАССЕЙН Р. КИВИЛИ)

Р.О. Овчинников, А.А. Сорокин

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

Выделение возрастных рубежей проявления магматических событий в истории формирования и эволюции континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса – необходимое условие для разработки интегрированной модели формирования этого крупнейшего орогенного пояса Евразии. При этом ключевое значение имеет изучение позднедокембрийских и раннепалеозойских комплексов **[5]**.

Буреинский континентальный массив является одним из наиболее крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и рассматривается в качестве одной из трех составных частей Буреинско-Цзямусинского супертеррейна **[5]**. По существующим представлениям, в начале палеозоя было проявлено два импульса магматической активности, вещественным выражением которых являются кивилийский габбро-гранитовый (ранний) и суларинский гранитовый (поздний) комплексы. Несмотря на то, что такая идея поддерживается большинством геологов **[1, 2]**, непосредственный возраст этих комплексов остается неопределенным. В настоящее время оба комплекса условно отнесены к ордовику **[1]**.

Для внесения определенности в проблему этапов раннепалеозойского магматизма мы выполнили геохронологические исследования гранитоидов кивилийского и суларинского комплексов в северной части Буреинского континентального массива.

Кивилийский массив является наиболее крупным и одновременно петротипическим для одноименного комплекса. Массив расположен в верховьях рек Мал. Кивили, Кучулым (бассейн р. Бурея). Массив сложен преимущественно порфиробластическими биотитовыми, роговообманково-биотитовыми гранитами.

Кивитинский массив суларинского комплекса расположен в верховьях рек Мал. Кивили, Кивиты, Эемна (бассейн р. Бурея). Массив сложен преимущественно среднезернистыми слабогнейсовидными биотитовыми гранитами.

Для геохронологических исследований использован образец R-135 порфиробластического роговообманково-биотитового гранита кивилийского комплекса, отобранный в юго-западной части Кивилийского массива, а также образец R-134 слабогнейсовидного биотитового гранита суларинского комплекса, отобранный в центральной части Кивитинского массива

Выделение цирконов из образцов выполнено в минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. U-Th-Pb геохронологические исследования индивидуальных цирконов выполнены в Геохронологическом центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Конкордантные возрасты (Concordia Ages) рассчитаны в программе Isoplot (version 3.6) **[7]**.

Из образца R-135 было проанализировано 30 зерен циркона. В результате геохронологических исследований было установлено, что полученные $^{206}Pb/^{238}U$ оценки возраста находятся в интервале 498–463 млн лет. Девять дискордантных значений возраста были исключены из окончательных расчетов. Средневзвешенное значение возраста для оставшихся 21 зерна составляет 471±6 млн лет (СКВО=0.24). С учетом морфологических особенностей циркона, а также величины Th/U отношения (0.23–0.55) в них полученный возраст интерпретируется нами как возраст кристаллизации роговообманково-биотитовых гранитов кивилийского комплекса.

Из образца R-134 было проанализировано 30 зерен циркона. Полученные $^{206}Pb/^{238}U$ оценки возраста находятся в интервале 514–473 млн лет. Пятнадцать дискордантных значений воз-

раста были исключены из окончательных расчетов. Средневзвешенное значение возраста для оставшихся 15 зерен оставляет 486±8 млн лет (СКВО=0.28). С учетом морфологических особенностей циркона, а также величины Th/U отношения (0.17–0.84) в них полученный возраст интерпретируется нами как возраст кристаллизации биотитовых гранитов суларинского комплекса.

Полученные данные свидетельствуют о том, что порфиробластические роговообманково-биотитовые граниты Кивилийского массива одноименного комплекса имеют ордовикский возраст, а возраст слабогнейсовидных биотитовых гранитов Кивитинского массива суларинского комплекса отвечает границе позднего кембрия и раннего ордовика. Здесь стоит отметить, что полученные нами данные противоречат существующим представлениям о том, что гранитоиды кивилийского комплекса древнее суларинского **[2]**.

Результаты данных исследований наряду с ранее опубликованными материалами **[3, 4, 6 и др.]** свидетельствуют о том, что в пределах Буреинского континентального массива в позднем кембрии – раннем ордовике проявился интенсивный гранитоидный магматизм.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00103).

[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] *Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А.* Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ПГО «Дальгеология», 1990. 215 с.

[3] *Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. и др.* Возрастные рубежи проявления раннепалеозойского гранитоидного магматизма центральной части Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 1. С. 89–106.

[4] *Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Ковач В.П. и др.* Раннепалеозойский возраст и природа протолита метаморфических пород дягдаглейской толщи, Буреинский континентальный массив, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 3. С. 48–62.

[5] *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

[6] *Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н. и др.* Первые данные о возрасте метариолитов туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 370–375.

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

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 263–264

ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ХАРАУЛАХСКОГО СЕГМЕНТА ЗАПАДНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

Е.А. Павловская, А.К. Худолей, А.Н. Москаленко, С.В. Малышев, А.Д. Савельев

Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет,
pavlovskaia.elena@gmail.com, akhudoley@gmail.com, artemmn@gmail.com,
sergey.v.malyshev@gmail.com, savelyev.a.d.1993@yandex.ru

Хараулахский сегмент Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП) находится в его северной части на стыке структур Западного Верхоянья и Оленёкской зоны складок. Здесь, начиная от фронтального Чекуровского надвига и далее на восток, последовательно обнажаются терригенно-карбонатные породы рифея, венда и кембрия, перекрываемые терригенными комплексами верхнего палеозоя и мезозоя.

Структура северной части Хараулахского сегмента несет следы взаимодействия мезозойских тектонических процессов, приведших к формированию Западно-Верхоянского и Оленёкского сегментов ВСНП, и ее изучение важно для понимания эволюции фронтальной зоны всего складчато-надвигового пояса. Проводившиеся здесь ранее исследования **[1, 2]** позволили выявить основные структурные характеристики, но детали строения и эволюции этого региона во многом остаются нераскрытыми. Наше исследование, основанное на структурном анализе и реконструкции палеонапряжений методом множественной инверсии **[3]**, позволяет частично восполнить этот пробел.

Фактический материал собран в ходе двух полевых сезонов в 2018–2019 гг. в бассейнах рек Данил и Нелегер, рассекающих соответственно отложения перми и триаса в центральной части Хараулахского сегмента и рифея – венда на его восточной окраине в Чекуровской антиклинали. Здесь производились замеры элементов залегания слоистости, кливажа, трещин отрыва и минерализованных жил, зеркал и борозд скольжения. Ориентировка шарниров мелких складок замерялась в поле или рассчитывалась по элементам залегания слоистости на их крыльях.

На основе полевых наблюдений, измеренных элементов залегания слоистости и с учетом геологических карт масштаба 1:200000 **[4, 5]** и космических снимков для участков работ были построены геологические карты и разрезы. На р. Данил отложения верхней перми и нижнего триаса интенсивно смяты и многократно надвинуты в западном направлении. Складки линейные, параболические, от пологих до сжатых, встречаются наклонные и опрокинутые.

На р. Нелегер обнажается фронтальный Чекуровский надвиг ВСНП, погружающийся к востоку. В широкой зоне надвига породы интенсивно деформированы, разбиты многочисленными разломами и смяты в мелкие интенсивные складки. Западнее надвига наблюдаются западные падения слоистости, восточнее надвига преобладают падения на восток. Складки параболические, прямые и наклонные, от пологих до закрытых.

Замеры пространственной ориентировки плоскостных и линейных структурных элементов обрабатывались на стереографической сетке Шмидта. Полюсы к слоистости по р. Данил концентрируются вдоль дуги большого круга и характеризуют цилиндрическую складчатость субмеридионального простирания с шарниром, полого погружающимся на север по азимуту 5° под углом 2°, при этом наиболее распространены восточные падения слоистости. Рассчитанная осевая плоскость такой складки имеет азимут простирания 5° и субвертикальное падение. Ориентировки трещин и жил варьируются в широких пределах с преимущественно близкими к меридиональным простираниями. Осевые плоскости складок имеют субмеридиональные простирания и крутые восточные падения.

Полюсы к слоистости по р. Нелегер сконцентрированы вдоль дуги большого круга, и их распределение характеризует цилиндрическую складчатость субмеридионального простирания с шарниром, полого погружающимся на юг по азимуту 188° под углом 0.5°. Рассчитанная осевая плоскость такой складки имеет азимут простирания 8° и угол падения 72°. В двух точках

наблюдения отмечаются крутые восточные падения кливажных плоскостей. Замеренные жилы имеют крутые северо-западные и юго-восточные падения. Осевые плоскости складок ориентированы в основном субмеридионально с крутыми восточными падениями.

Ориентировки слоистости, кливажа и осевых плоскостей складок по обеим рекам указывают на формирование этих структурных элементов в поле напряжений с субширотной осью сжатия. В то же время, судя по ориентировке, трещины отрыва и жилы на р. Данил могли быть связаны с субширотным растяжением.

Реконструкция полей напряжений на основе зеркал скольжения производилась в программе Multiple Inverse Method Software Package (MIM). В основе программы MIM лежит метод множественной инверсии, который позволяет разделить гетерогенные данные зеркал скольжения на несколько полей напряжения и подобрать главные оси напряжения и форму стресс-эллипсоида с количественной оценкой отклонения каждого измерения от ближайшего к нему из рассчитанных теоретически значений для данного поля напряжения **[3]**.

По всем замерам зеркал скольжения удалось выделить три различных поля напряжений, которые объединяют 82 из 102 измерений по рекам Данил и Нелегер. Надвиговому полю напряжений соответствует наибольшее число зеркал – 48 замеров. Это поле характеризуется субгоризонтальной осью сжатия с азимутом погружения 269° и углом погружения 3° и субвертикальной осью растяжения с азимутом погружения 133° и углом погружения 86°. Сбросовое поле напряжений, в которое вошли 18 замеров, имеет субвертикальную ось сжатия с азимутом погружения 171° и углом погружения 74° и субгоризонтальную ось растяжения с азимутом погружения 274° и углом погружения 4°. Сдвиговое поле напряжений было выделено по 19 замерам с субгоризонтальной осью сжатия, погружающейся по азимуту 222° под углом 11°, и пологой осью растяжения, погружающейся по азимуту 127° под углом 27°.

На р. Нелегер отмечаются все три выделенных поля напряжений, а на р. Данил отсутствует сдвиговое. Надвиговые и сбросовые зеркала скольжения для двух рек по отдельности наилучшим образом описываются теми же полями напряжения, что и вместе взятые; следовательно, соответствующие этапы деформаций были проявлены по всему району исследования. Взаимоотношения перемещений, относящихся к различным полям напряжений, не наблюдались. Для надвигового и сбросового полей напряжений отмечается инверсия осей сжатия и растяжения, что также наблюдалось и в близлежащей части Оленёкской зоны складок **[1]**. Предполагается, что обстановка сжатия является основным этапом деформаций и была связана с мезозойской складчатостью, в то время как обстановка растяжения может отражать формирование рифтовых структур в акватории моря Лаптевых и на территории Хараулахского хребта в эоцене, в частности Кенгдейского грабена. Сдвиговое поле напряжений имеет локальное развитие, и для оценки его возраста требуются дополнительные исследования.

[1] *Васильев Д.А., Прокопьев А.В.* Структура и тектонофизика Усть-Оленекской системы складок (Арктическая Якутия) // Наука и образование. 2012. № 3. С. 7–13.

[2] *Гончар В.В.* Обзор данных о полях напряжений мезозоид северо-востока Азии, полученных кинематическим методом // Геофизический журнал. 2016. Т. 38. № 4. С. 26–57.

[3] *Yamaji A.* The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data // Journal of Structural Geology. 2000. V. 22. P. 441–452.

[4] *Биджиев Р.А., Грошин С.И., Горшкова Е.Р., Гогина Н.И.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Серия Нижнеленская. Лист R-52-VII, VIII. Объяснительная записка / Ред. Ф.Г. Марков. М.: Аэрогеология, 1977. 80 с.

[5] *Биджиев Р.А., Горшкова Е.Р., Леонов Б.Н.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Серия Верхоянская. Лист R-52-III, IV. Объяснительная записка / Ред. Н.В. Дренов. М.: Аэрогеология, 1979. 71 с.

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

2020. Выпуск 18. С. 265–267

ГЕОДИНАМИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ И ЕЕ ДВИЖУЩИЕ СИЛЫ

В.В. Параев[1], Э.А. Еганов[2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, paraev@igm.nsc.ru, vladilenparaev@yandex.ru
[2] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

...потрескалась земная вся кора: здесь очутилась пропасть, там – гора.
Переворотов было тут немало: вершина дном, а дно вершиной стало.
И люди также точно всё потом в своих теориях поставили вверх дном
И.В. Гёте, Фауст

«Процессы, происходящие на уровне ядра, мантии, земной коры и других оболочек, а также их составных элементов, взаимосвязаны, поэтому и назрел вопрос о создании глобальной геодинамической модели эволюции Земли и составлении ближайшего прогноза ее развития» – замечают В.Е. Хаин и А.Г. Рябухин **[1,** с. 208**]**.

Обычно модели, объясняющие движение литосферных плит и формирование крупных тектонических элементов земной коры, опираются на идеи и представления о конвекционных процессах в глубинных областях планеты. Доминирует «*тектоника литосферных плит*» **[2]**, позже – «*плюмовая тектоника*», опирающаяся на представления о высокоэнергетических струях (плюмах) и неисчерпаемости эндогенной энергии (ядра и мантии). Однако с мобилистских позиций (развитие теплофизических идей и конвекционных потоков вещества в мантии) *феномен упорядоченности структуры* современного лика Земли практически необъясним.

Взглянем на кинетику глобального тектогенеза, исходя из представлений физики о планетарных силах, действующих на геологические тела. Они связаны с механизмом, действующим в геологическом времени и пространстве, в зависимости от вращения Земли и ее роли сателлита в составе Солнечной системы.

Глобальный диастрофизм со всеми своими проявлениями — это следствие *центробежно-инерционного механизма перемещения литосферных плит,* который обусловлен *планетарным движением Земли*. Подобный механизм универсален для всей Солнечной системы в целом и действует на протяжении всей ее истории. Он не является даже альтернативой уже имеющимся, так как относится к механизмам более высокого ранга и довлеет на Земле над другими природными процессами.

Основные положения физических аспектов движения литосферных плит как следствие эффектов механики, возникающих при планетарном движении Земли, изложены в **[3]**. Главная идея движущих сил геодинамики и современный лик Земли как их результирующий эффект понятны из рис. 1–3.

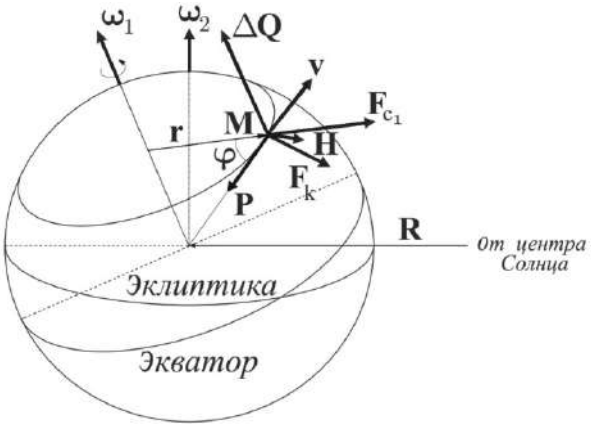


Рис. 1. Силы, действующие на тело M, которое покоится относительно Земли и расположено на широте *φ*. Масштаб по отношению к длине векторов по понятным причинам не выдержан.
P – вес **M**, $\mathbf{H}=\mathbf{F}_{c2}+\mathbf{F}_{k}$. Силы $\mathbf{F}_{c1}$, $\mathbf{F}_{c2}$ и $\mathbf{F}_{k}$, а также $\Delta\mathbf{Q}$ обусловлены одним обстоятельством – вращением Земли, суточным и годовым.

На рис. 1 изображены силы (при планетарном движении Земли), действующие на тело М массой m, находящееся на широте φ в Северном полушарии. На тело М действуют силы инерции: центробежная сила $\mathbf{F}_{c1}= mw_1^2\mathbf{r}$ (1), связанная с суточным вращением Земли с угловой скоростью $\mathbf{w_1}$; центробежная сила $\mathbf{F}_{c2}= mw_2^2\mathbf{R}$ (2), связанная с годовым вращением Земли с угловой скоростью $\mathbf{w_2}$; а также сила Кориолиса $\mathbf{F}_k= 2m[\mathbf{v},\mathbf{w}_2] = 2m[[\mathbf{w}_1,\mathbf{r}],\ \mathbf{w}_2]$ (3), связанная с обоими вращениями Земли. Векторы **R**, **r** и линейная скорость **v** в формулах (1)–(3) определены на рис. 1.

Центробежные силы инерции (**ЦСИ**) $\mathbf{F}_{c1}$ и $\mathbf{F}_{c2}$ сравнимы по величине. Сила инерции $\mathbf{F}_{c2}$ уравновешивает силу притяжения Солнца ($\mathbf{F_k}$), поэтому (*если в задаче можно пренебречь разницей в расстояниях от Солнца до центра Земли и до обозначенной точки на поверхности Земли*) не вводится ни та, ни другая. Но все же эти расстояния различны: сила притяжения Солнца на дневной стороне Земли больше, а на ночной – меньше, чем сила инерции $\mathbf{F}_{c2}$, что вызывает на Земле приливные явления.

Сила (ΔQ), обусловленная суточным вращением Земли, направлена строго на север, по **w.** Н.А. Козырев установил, что линейная скорость вращения тела на поверхности Земли (V) на широте φ_0, в 73°5', равна *некоторой эффективной линейной скорости вращения всей массы Земли* **[4]**. На этой широте ΔQ=0.

На рис. 2 изображены проекции сил $\mathbf{F}_{c1}$ и $\Delta\mathbf{Q}$ на касательную к меридиану на широте наблюдения, соответственно как $\mathbf{F_1}$ и $\mathbf{F_2}$. Эти силы мы называем *сдвигающими*, в отличие от сил, действующих вдоль параллелей. На рис. 3 сдвигающие силы $\mathbf{F_1}$ и $\mathbf{F_2}$ изображены на разных широтах. У силы $\mathbf{F}_1$ максимум при φ=45°, нулевое значение – на экваторе и полюсе. У силы $\mathbf{F}_2$ максимум на экваторе, т.е. при φ=0, при $\varphi=\varphi_0$ (т.е. на широте 73°5') и на полюсе – нулевое значение.

Результат взаимодействия сдвигающих сил ($\mathbf{F_1}$ и $\mathbf{F_2}$) привел к асимметрии распределения материков и океанов – к обособлению Северного (материкового) и Южного (океанического) полушарий. Центробежные силы стремятся сгруппировать материки в виде пояса близ экватора. Но сдвигающая сила $\mathbf{F_2}$ движет континентальные плиты в сторону Северного полюса.

Суммарное действие этих сил (в Южном полушарии) обусловило береговую линию Антарктиды и ее совпадение с Южным полярным кругом. Здесь он служит геодинамическим барьером, за внешними пределами которого суммарные сдвигающие силы ($\mathbf{F_1}$+$\mathbf{F_2}$) способны разрывать сплошность континентальных плит.

Северный полярный круг также является геодинамическим барьером, но уже обратного функционирования. В его внутренних областях $\mathbf{F_2} \rightarrow \mathbf{0}$, а сила $\mathbf{F_1}$ направлена к экватору, потому материки выстроились вдоль рубежа Северного полярного круга.

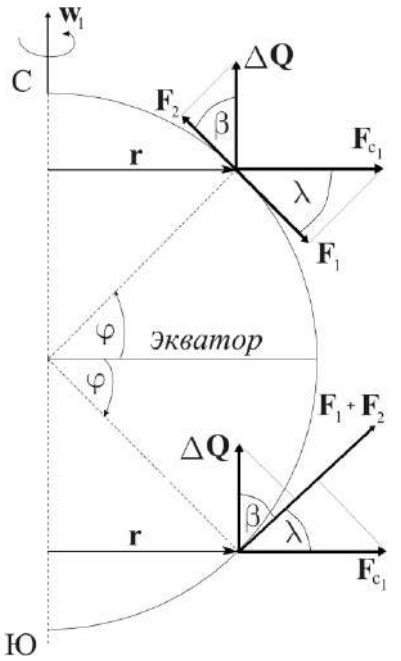


Рис. 2. Сдвигающие силы от сил $\mathbf{F}_{c1}$ и ΔQ.

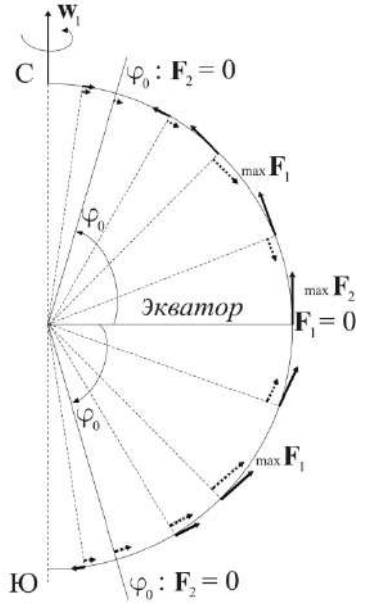


Рис. 3. Силы $\mathbf{F}_1$ (пунктир) и $\mathbf{F}_2$ (сплошная) при разных φ.

Проявление сил $\mathbf{F_1}$ и $\mathbf{F_2}$, движущих континентальные плиты из Южного полушария в Северное, отразилось в их геометрической форме, близкой к треугольной. Особенно выразительны в этом плане Африка, Южная и Северная Америка, Индостан. Они имеют широкую фронтальную часть и вытянутый к югу клиновидный «хвост», который нередко постепенно переходит в трассирующую цепочку островов, представляющих как бы осколки от материнского суперконтинента. Последовательность суммарного действия сдвигающих сил ($\mathbf{F_1}$+$\mathbf{F_2}$) понятна из соотношения между Южной Америкой и Антарктидой. Наблюдаемые там малые глубины пролива Магеллана, Огненная Земля, обозначившие путь их размежевания (с учетом вулканической деятельности), свидетельствуют о недавних событиях, сформировавших современный лик планеты.

Сдвигающие силы ($\mathbf{F_1}$ и $\mathbf{F_2}$) поясняют не только механизм дрейфа континентов, но также ориентацию деформаций и нагромождений хребтов от меридионального до широтного простирания. Эффект от этих сил выражается в том, что ЦСИ от собственного вращения Земли и ЦСИ от ее движения по орбите суммируются на ночной стороне планеты и вычитаются на дневной. Сумма двух ЦСИ вызывает морской прилив (водяной горб), а сила инерции будет тормозить движение массы воды и «горб» будет «отставать». Аналогично, массивные континентальные плиты (за счет силы инерции) будут также «отставать» от вращающейся Земли, т.е. двигаться с востока на запад. Например, условия «отставания» литосферных плит от вращающейся Земли определяют движение Американской плиты с востока на запад, подминая Тихоокеанскую плиту и нагромождая хребет Кордильеры – Анды.

В свете центробежно-инерционных сил, порожденных планетарным движением Земли, раскрывается механизм дрейфа континентальных плит. Тектонические явления, связанные с передвижением литосферных плит, наглядно прослеживаются также на примере Американской плиты. Ее продвижение на запад определило и расширение Атлантического океана.

[1] *Хаин В.Е., Рябухин А.Г.* История и методология геологических наук. М.: Изд-во МГУ, 1997. 224 с.
[2] *Новая глобальная геотектоника* (тектоника плит). М.: Мир, 1974. 471 с.
[3] *Параев В.В., Еганов Э.А.* Эволюция Земли как космогенный императив: научно-философский аспект проблемы. Saarbrücken, Deutschland: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2012. 176 с.
[4] *Козырев Н.А.* Причинная или несимметричная механика в линейном приближении // Избранные труды. Л.: Изд-во ЛГУ, 1991. С. 232–287.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 268–269

АККУМУЛЯТИВНЫЕ БЕРЕГА ОЗЕРА БАЙКАЛ

В.А. Пеллинен, Е.А. Козырева

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, vadim.a.pellinen@ya.ru

Береговые склоны Байкальской впадины имеют преимущественно сбросово-тектоническое происхождение. После образования глубоководной впадины байкальские склоны оказались в различных условиях экзогенного развития. В современных условиях технического регулирования уровня водоема береговые склоны представлены четырьмя основными генетическими типами берегов **[1]**.

Аккумулятивные берега крупных водоемов являются наиболее энергоактивными областями береговой зоны. Цель научного исследования – изучение особенности развития аккумулятивных берегов крупных внутриконтинентальных водоемов под влиянием изменяющихся природных и нарастающих антропогенных факторов.

Основная задача исследования состоит в выявлении особенностей процессов рельефообразования и осадконакопления на аккумулятивных берегах оз. Байкал, расположенных в различных физико-географических условиях.

Аккумулятивный тип берега на Байкале приурочен к дельтовым участкам рек. Наибольшим по протяженности аккумулятивным участком является Селенгинское побережье, окаймленное с одной стороны заливом Провал, а с другой – сором Истокским. Аккумулятивные берега расположены на юге озера между населенными пунктами Култук и Слюдянка, в районе рек Голоустная, Бугульдейка, в Баргузинском и Чивыркуйском заливах, на севере оз. Байкал в районе рек Верхняя Ангара и Кичера **[1, 2]**.

Повышение уровня оз. Байкал в связи с созданием Иркутского водохранилища привело к перестройке гидрологических и экзогеодинамических условий в пределах дельтовых участков.

Перешеек Мягкая Карга адаптировался к новым уровенным условиям озера, произошла перестройка профиля склона. Формирование аккумулятивных берегов происходит в новых условиях. Происходит принос песчаного материала на пляж, чередование с илистым материалом, что прослеживается в разрезе пляжевых отложений. На подводном склоне отмечены участки концентрации ила и торфяные поля.

Аккумулятивный бар Ярки на севере оз. Байкал находится также в стадии трансформации. Особые ветроволновые условия создают предпосылки для развития абразии в пределах южного пляжа бара. Техногенное воздействие привело к активизации эолового переноса песчаного материала и снижению твердого стока в реках, питающих бар. В настоящее время бар Ярки находится в стадии трансформации, а именно накопления и восстановления. Промоина, существовавшая до 2014 г., протяженностью 2.3 км, начала уменьшаться с появлением двух островов. Аналогичная картина имеет место и в промоине между первым и вторым фрагментом острова-бара **[1]**.

В ходе экспедиционных работ, выполненных в августе 2020 г., были проведены геолого-геоморфологические наблюдения и детальный отбор проб наносов по намеченным профилям. Необходимость анализа множественных проб отложений в пределах каждого участка позволит говорить о представительности полученных результатов. Также стоит иметь в виду, что изменчивость характеристик гранулометрического состава несет в себе значительно более полную информацию о природе осадочного чехла и процессах, формирующих его особенности. Однако полноценного гранулометрического анализа недостаточно для исчерпывающего понимания процессов дифференциации наносов. Возникает необходимость учитывать минералогическую неоднородность компонентов отложений. Показателем, учитывающим разнообразие наносов по различным параметрам (размеры, форма частиц, плотность), является гидравлическая крупность. Этим интегральным показателем определяется подвижность наносов, объемы перемещаемых наносов и другие характеристики среды седиментации. Результаты этого анализа будут опубликованы в следующем году.

Визуальные наблюдения за состоянием аккумулятивных форм позволили сделать вывод о том, что при зарегулированном уровне оз. Байкал формы пришли в равновесное состояние, о чем свидетельствует зарастание тыловой части пляжа и дюнных комплексов. Однако на август этого года уровень оз. Байкала поднялся до отметки 264 м над нулем поста Узуры, о. Ольхон, что является абсолютным максимумом за последние 13 лет наблюдений. Такой уровень высоких отметок, по данным поста Узуры, наблюдается уже год. Вследствие этого аккумулятивные формы подтоплены, а на отдельных участках активизировался размыв, что приведет к дифференциации песчаного материала.

Данные исследования с использованием широкого комплекса методов и современных технологий являются новым этапом изучения современной экзогеодинамики озера Байкал.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 20-77-00042).

[1] *Козырева Е.А., Кадетова А.В., Рыбченко А.А., Пеллинен В.А., Светлаков А.А., Тарасова Ю.С.* Типизация и современное состояние берегов озера Байкал // Водные ресурсы. 2020. Т. 47. № 4. С. 453–465.

[2] *Козырева Е.А., Пеллинен В.А., Мазаева О.А., Хабидов А.Ш.* Типы берегов острова Ольхон на озере Байкал // Геоморфология. 2014. №. 3. С. 74–84.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 270–272

МЕГАКРИСТАЛЛЫ ТЭСИЙНГОЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО АРЕАЛА СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ – ПАРАГЕНЕЗИС И УСЛОВИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

А.Б. Перепелов[1], А.П. Жгилев[1, 2], С.С. Цыпукова[1], Ю.Д. Щербаков[1], Д. Бат-Ульзий[3], С.И. Дриль[1]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, alper@igc.irk.ru
[2] Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет, Институт недропользования, alexsandr_zhgilev@mail.ru
[3] Улан-Батор, Монголия, Монгольский университет науки и технологий, ulzii@must.edu.mn

В лавах и эруптивном материале позднекайнозойских вулканических ареалов Монголии и Прибайкалья, помимо мантийных и коровых ксенолитов **[1–4]**, нередко встречаются разнообразные по составу мегакристаллы салических и темноцветных минералов **[5–9]**. Вопросы их происхождения до настоящего времени во многом остаются открытыми.

Одним из крупнейших вулканических ареалов Северной Монголии является Тэсийнгольский ареал **[10]**. Среди мегакристаллов в вулканических породах этого ареала обнаружены полевые шпаты, гранаты, пироксены, ильмениты и апатиты. На примере вулкана Угуумур Тэсийнгольского ареала в докладе рассматриваются структурные и изотопно-геохимические особенности составов мегакристаллов, приводятся сведения о *P-T* условиях их происхождения и парагенетических связях со щелочно-базальтовыми магмами.

Мегакристаллы вулкана Угуумур представлены санидинами (San) (~60–75 %), пироксенами (Cpx) (~15–20 %), ильменитами (Ilm) (2–3 %) и гранатами (Grt) (<1 %). Размеры мегакристаллов санидинов достигают 4×9 см, пироксена и граната – 4×6 см, а ильменита – 1×1 см (рис. 1). Отмечаются редкие находки брекчий, насыщенных обломками мегакристаллов ильменита с магматическим матриксом и выделениями карбоната. В этих брекчиях обнаружены мегакристаллы апатита (Ap) **[11]**. Все мегакристаллы имеют частично сохранившиеся кристаллографические очертания.

Санидины отвечают Na-San и узкому интервалу составов An_{3-4} Ab_{44-51} Or_{45-52}, Ca-Na клинопироксены близки по составам к омфацитам (Di_{70-77} Jd_{19-28} Ae_{0-8}), ильмениты содержат MgO (Ilm_{95-96} Gkl_{3-4} $Prf_{0.3-0.4}$), а гранаты отвечают альмандин-гроссуляр-пироповым составам (Alm_{60-66} Grs_{17-20} Pyr_{14-17}).

Особенностью строения многих мегакристаллов San является наличие в них субпараллельных трубчатых пустот округлого сечения диаметром от 0.1 до 2–4 мм и длиной до 1–3 см. (рис. 1). Согласно модели **[12]**, образование таких каналов может являться результатом осаждения на гранях кристаллов капель жидкости, локально блокирующих рост минерала в процессе

Рис. 1. Мегакристаллы граната и санидина с трубчатыми пустотами из эруптивных отложений вулканического центра Угуумур [11].

его быстрой кристаллизации. Это предположение может свидетельствовать о том, что роль водного или водно-карбонатного флюида при образовании мегакристаллов была достаточно высокой.

Мегакристаллы Grt (рис. 1) несут признаки дробления и преобразования с формированием келифитовых кайм. Они имеют крайне низкие концентрации Cr_2O_3 и, согласно классификации по **[13]**, отвечают эклогитовому парагенезису. Мегакристаллы Cpx обычно подвергнуты плавлению с формированием зон «пироксенового» стекла с повышенным содержанием Na_2O (до 5.8 вес. %).

Все мегакристаллы Na-San имеют исключительно близкие закономерности распределения редких элементов (ICP-MS). Наиболее яркими особенностями состава San являются высокие содержания в них Sr (~2100–2600 ppm) и Ba (~2000–2700 ppm). Для них характерны относительно высокие концентрации Rb, Ga, Pb и Eu (Eu/Eu*=9–19). Данные о распределении Ba и Sr в San, полученные СЭМ методом, указывают на возможность образования в кристаллах зон, обогащенных BaO и SrO до 2 вес. %.

Сходными между собой составами обладают и мегакристаллы пироксенов. Мегакристаллы Cpx относятся к Ca-Na типу, имеют высокие концентрации Al_2O_3 (~6.5–8.5 вес. %), Na_2O (~2.6–3.4 вес. %) и низкие содержания TiO_2 (~1.1–1.5 вес. %). Близость составов Cpx к омфацитам не позволяет сопоставлять их с авгитами вулканических пород или диопсидами мантийных перидотитовых и пироксенитовых включений.

Результаты ICP-MS анализа показывают, что все изученные мегакристаллы Grt практически не содержат Cr (<1 ppm) и обогащены Ge, Y и HREE.

Помимо значительных концентраций в мегакристаллах Ilm Nb, Ta и в меньшей степени Zr и Hf, они имеют относительно высокие содержания V, Co, Cu и Zn. Следует отметить, что фракционирование REE для ильменитов (La/Yb~7–12) заметно более выраженное в сравнении с другими минералами ассоциации мегакристаллов (~0.1–4.4).

Размеры мегакристаллов Ap из брекчий не превышают 1 см. Их состав в настоящее время может быть охарактеризован только по данным СЭМ анализа. Для мегакристаллов апатитов из брекчий характерны высокие содержания F (3.1–5.1 вес. %) и Sr (до 0.8 вес. %). Некоторые из апатитов включены в мегакристаллы ильменита и, в свою очередь, содержат включения кальцита.

Для мегакристаллов San, Cpx и Grt вулканического центра Угуумур установлены изотопные составы $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ (рис. 2).

Примечательной особенностью изотопных составов мегакристаллов является их близость по величинам значений εNd(i) (~ от –6 до –12) к изотопному составу пород вулкана Угуумур. Наиболее радиогенными составами $^{143}Nd/^{144}Nd$ обладают мегакристаллы San (εNd(i) ~ от –6.6 и до –7.2), а наименее – мегакристаллы Cpx (εNd(i) ~ от –11.5 и до –12.1). Гранаты по значениям εNd(i) занимают промежуточную позицию (~ от –8.3 и до –8.9). Обогащенные Sr санидины (~ до 2600 ppm) имеют величины $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ ~0.7046 и соответствуют значениям, характерным

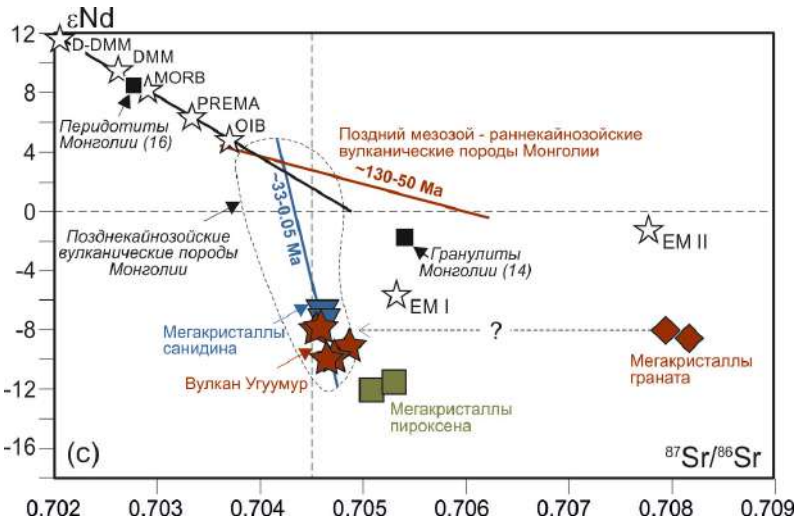


Рис. 2. Изотопный состав $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ пород и мегакристаллов вулканического центра Угуумур [11].

для пород вулкана Угуумур. Пироксены с содержаниями Sr ~ 150–200 ppm отличаются несколько более высокими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ (~0.7050–0.7053). В свою очередь, мегакристаллы гранатов с низкими содержаниями Sr (~2–20 ppm) характеризуются примечательно высокими величинами $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ (~0.7079–0.7081). Следует отметить, что предположение об участии в формировании ассоциации мегакристаллов и щелочно-базальтовых магм корового вещества противоречит наблюдаемым для них изотопным характеристикам. Включения гранулитов в вулканических породах Монголии обладают заметно более высокими значениями εNd **[8, 9]** (рис. 2).

С использованием геотермометров, основанных на распределении REE для парагенезиса Grt-Cpx **[14]**, и с применением геобарометров и геотермометров, разработанных для Cpx **[15]**, установлены *P-T* условия формирования мегакристаллов Grt и Cpx. Давления и температуры кристаллизации мегакристаллов пироксенов для сухих и водных условий (H_2O=0–5 вес. %) определены в диапазоне *P*~15–18 кбар и *T*~1170–1200 °C.

Кристаллизация пар мегакристаллов Grt-Cpx по данным распределения в них REE и с использованием давлений кристаллизаций Cpx могла происходить при немногим более высоких температурах – *T*~1180–1230 °C.

Полученные оценки условий формирования мегакристаллов указывают на их формирование в шпинелевой фации глубинности литосферной мантии в интервале от границы Grt-Sp фазового перехода и до уровня нижней коры, но являются достаточно условными и не учитывают возможную стратификацию уровней кристаллизации минералов по глубине.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 18-55-91049-Монг_оми).

[1] *Ащепков И.В.* Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1991. 160 с.

[2] *Stosch H.G., Ionov D.A., Puchtel I.S., Galer S.J.G., Sharpouri A.* Lower crustal xenoliths from Mongolia and their bearing on the nature of the deep crust beneath central Asia // Lithos. 1995. V. 36. P. 227–242.

[3] *Ionov D.A., Chanefo I., Bodinier J.L.* Origin of Fe-rich lherzolites and wehrlites from Tok, SE Siberia by reactive melt percolation in refractory mantle peridotites // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 150. C. 335–353.

[4] *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии. М.: Наука, 1990. 72 с.

[5] *Киселев А.И., Головко Г.А., Медведев М.Е.* Глубинные мегакристаллы в щелочных лавах Прибайкалья // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1975. № 11. С. 46–58.

[6] *Рассказов С.В., Киселев А.И.* Мегакристовые ассоциации из кайнозойского вулканического плато хребта Удокан // ДАН СССР. 1980. Т. 252. № 1. С. 192–195.

[7] *Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И.* Разноглубинные клинопироксеновые мегакристаллы из вернеплиоценовых базанитов Восточного Саяна // Вулканология и сейсмология. 1990. № 1. С. 45–52.

[8] *Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D., Windley B.F., Pringle M.S., Dorjnamjaa D., Saandar S.* Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources // Journal of Petrology. 2003. V. 44. P. 55–91.

[9] *Ancuta L.D.* Toward an improved understanding of intraplate uplift and volcanism: geochronology and geochemistry of intraplate volcanic rocks and lower-crustal xenoliths. Theses and Dissertations. Lehigh University, 2017. 2486.

[10] *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.

[11] *Perepelov A., Kuzmin M., Tsypukova S., Shcherbakov Y., Dril S., Didenko A., Zhgilev A.* Late Cenozoic Uguumur and Bod-Uul Volcanic Centers in Northern Mongolia: Mineralogy, Geochemistry, and Magma Sources // Minerals. 2020. V. 10. 612. doi:10.3390/min10070612.

[12] *Gutmann J.T.* Tubular voids within labradorite phenocrysts from Sonora, Mexico // American Mineralogist. 1974. V. 59. P. 666–672.

[13] *Grütter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H., Winter F.* An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers // Lithos. 2004. V. 77. P. 841–857.

[14] *Abbott Jr. R.N.* Trace element thermometry of garnet-clinopyroxene pairs, revisited // American Mineralogist. 2018. V. 103. P. 1169–1171.

[15] *Putirka K.D.* Thermometers and barometers for volcanic systems // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. V. 69. P. 61–120.

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

2020. Выпуск 18. С. 273–275

НИЗКОБАРИЧЕСКОЕ ПЛАВЛЕНИЕ КАЛЬЦИТОВОГО ИЗВЕСТНЯКА И ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ НЕФЕЛИН-МЕЛИЛИТОВЫХ ПАРАЛАВ В ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ МОНГОЛИИ

И.С. Перетяжко[1], Е.А. Савина[1], Е.А. Хромова[2], В.Е. Глушкова[1]

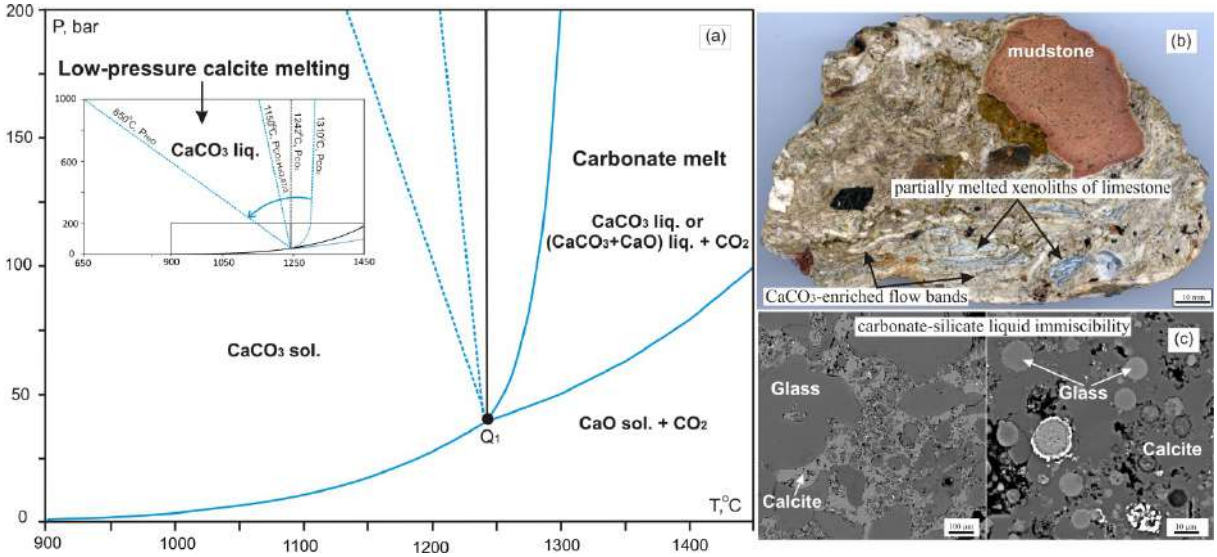
[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, pgmigor@mail.ru
[2] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН

В недавно открытых пирометаморфических комплексах Центральной и Восточной Монголии (Нилгинский и Хамарин-Хурал-Хид) были впервые обнаружены уникальные по минерально-фазовым ассоциациям мелилит-нефелиновые паралавы, образованные при плавлении карбонатно-силикатных осадочных пород протолита в ходе многостадийных природных четвертичных угольных пожаров **[1–3]**. Подобные паралавы нигде ранее в мире не встречались. Предлагается качественная модель формирования паралав в процессе инконгруэнтного низкобарического плавления кальцитовых известняков, содержащих примесь пелитового материала. Модель основана на анализе минерально-фазовых, геохимических особенностей паралав и ксенолитов частично плавленых известняков, а также на экспериментальных данных и термодинамическом моделировании плавления $CaCO_3$ без разложения на CaO и CO_2.

Анализируется фазовая диаграмма $CaCO_3$ в низкобарической (<1 кбар) и высокотемпературной (>900 °C) области (рисунок, *a*), для которой известно положение границ фаз и состав кальцитового или карбонатитового ($CaCO_3$+CaO) расплава. Достаточно точно установлены *P-T* параметры разложения кальцита и положение инвариантной точки Q_1 на пересечении кривых конгруэнтного либо инконгруэнтного плавления и диссоциации $CaCO_3$ на CaO и CO_2. В точке Q_1 по экспериментальным данным при 1242±3 °C и 39.5±0.5 бар в равновесии находятся CO_2, $CaCO_3$, CaO и кальцитовый или карбонатитовый расплав, содержащий 88.3 мол. % $CaCO_3$ и 11.7 мол. % CaO **[4, 5]**. При любой интерпретация фазовой диаграммы $CaCO_3$ в *T-P* координатах выше точки Q_1 находится область, где кальцит плавится с образованием стехиометрического кальцитового либо нестихиометрического карбонатитового расплава.

До настоящего времени не были известны примеры природных процессов и пород любого генезиса, где бы происходило либо предполагалось плавление кальцита и других карбонатных минералов в низкобарических и высокотемпературных условиях. При изучении пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид были впервые получены доказательства плавления кальцитового известняка (рисунок, *b*), при котором образовались карбонатный расплав и паралава **[3]**. По нашей модели при высокотемпературном метаморфизме пород осадочной толщи, вызванном природными угольными пожарами, в кальцитовом известняке с примесью пелитового вещества формировалась минеральная ассоциация геленитового мелилита, Al-диопсида – фассаита с более редкими минералами (цельзианом, шпинелью, перовскитом, гейкилитом, форстеритом и др.). В известняке при температуре более 1100 °C и повышенном флюидном давлении CO_2 происходило плавление силикатных минералов (новообразованных, реликтовых) и кальцита, в результате чего образовались силикатные расплавы различного состава и кальцитовый либо карбонатитовый ($CaCO_3$+CaO) расплав. После слияния капель силикатных расплавов формировался ненасыщенный по SiO_2, обогащенный Ca и Na мафический расплав, из которого образовались нефелит-мелилитвые паралавы. Специфические особенности состава такого расплава объясняются плавлением в известняке фенокристов новообразованной преобладающей минеральной ассоциации мелилита-клинопироксена и реликтовых прослоев, содержащих богатый Na полевой шпат (вероятно, альбит-анортоклаз).

Наблюдается генетическая связь между составами минералов из ксенолитов термически измененных известняков и нефелин-мелилитовых паралав. Уникальность минералого-геохимических особенностей паралав пирометаморфических комплексов Монголии объясняется редким сочетанием *P-T* параметров их образования – повышенного флюидного давления (>40 бар), препятствующего разложению кальцита в известняке, и высокой температуры (>1250 °C).



a **– фазовая диаграмма $CaCO_3$ в низкобарической области по экспериментальным данным [4] и термодинамическому моделированию [5]; синей стрелкой показано снижение температуры плавления кальцита с повышением флюидного давления от 40 до 1000 бар, по данным [6, 7];** ***b*** **– карбонатно-силикатная порода с реликтами кальцитового известняка и ксенолитами пирогенно-измененного аргиллита, пирометаморфический комплекс Хамарин-Хурал-Хид [3];** ***c*** **– глобулы и крупные обособления стекол разного состава (закаленные силикатные расплавы) в кальците, образованном из кальцитового либо карбонатитового ($CaCO_3$+CaO) расплава.**

Локальные минерально-фазовые и геохимические отличия мелилит-нефелиновых паралав объясняются вариациями состава известняков и различиями физико-химических параметров в осадочной толще над эпицентрами угольных пожаров (*T*, *P*, состав газовой фазы, летучесть кислорода, скорость охлаждения расплавов и др.).

Текстурно-минералогические особенности реликтов известняка и наличие первичных включений кальцита в фенокристах минералов из паралав являются следствием силикатно-карбонатной жидкостной несмесимости (рисунок, *c*), проявленной как на стадии плавления кальцитового известняка с примесью пелитового материала, слияния силикатных расплавов разного состава с образованием паралав, так и при их кристаллизации. Из полученных данных следует, что нефелин-мелилитовые паралавы формировались в процессе инконгруэнтного плавления термически измененных кальцитовых известняков в условиях повышенного флюидного давления CO_2 и высокой температуры, вызванных природными угольными пожарами.

Анализ фазовой диаграммы $CaCO_3$ и плавления кальцитового известняка позволяет получить новую информацию о максимальных *P*-*T* параметрах и соотношении фаз для спуррит-мервинитовой фации метаморфизма карбонатных пород **[8–10]**. В низкобарических (<1 кбар) и высокотемпературных условиях (выше инвариантной точки Q_1 на фазовой диаграмме $CaCO_3$) может не происходить либо проявляться незначительно декарбонизация осадочных пород с образованием CaO и не кристаллизуются многие Ca- и CO_2-обогащенные индекс-минералы этой фации метаморфизма (спуррит, мервинит, ларнит, ранкинит, тиллеит и др.).

С ростом давления от 40 бар до 1 кбар температура плавления кальцита сильно снижается при увеличении содержания H_2O в водно-углекислотном флюиде (рисунок, *a*), поэтому в коровых *P*-*T* условиях за счет частичного плавления обогащенных кальцитом осадочных пород из мобильного кальцитового или карбонатитового расплава могут формироваться кальцитовые карбонатиты, например на контакте высокотемпературных интрузий ультраосновного-основного состава с карбонатными породами. Полученные данные по текстурно-минералогическим и геохимическим особенностям пирогенно измененных карбонатных пород и паралав, а также предлагаемая качественная модель инконгруэнтного плавления кальцитового известняка согласуются с этим выводом.

[1] *Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A.* Minerals of the Rhönite-Kuratite series in paralavas from a new combustion metamorphic complex of Choir-Nyalga Basin (Central Mongolia): Chemistry, mineral assemblages, and formation conditions // Mineralogical Magazine. 2017. V. 81. P. 949–974.

[2] *Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А., Карманов Н.С., Иванов А.В.* Уникальные клинкеры и паралавы нового Нилгинского пирометаморфического комплекса в Центральной Монголии: минералого-геохимические особенности, условия формирования // Петрология. 2018. Т. 26. № 2. С. 178–210.

[3] *Савина Е.А., Перетяжко И.С., Хромова Е.А., Глушкова В.Е.* Плавленые породы (клинкеры и паралавы) пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия: минералогия, геохимия, процессы образования // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 431–457.

[4] *Baker E.H.* Calcium oxide-carbon dioxide system in the pressure range 1-300 atmospheres // Journal of the Chemical Society. 1962. P. 464–470.

[5] *Ivanov B.A., Deutsch A.* The phase diagram of $CaCO_3$ in relation to shock compression and decomposition // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2002. V. 129. P. 131–143.

[6] *Персиков Э.С., Бухтияров П.Г.* Экспериментальное исследование механизмов плавления кальцита и доломита при высоких давлениях флюида // Вестник Отделения наук о Земле РАН. 2004. № 1 (22). http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2004/informbul-1_2004/term-5e.pdf.

[7] *Durand C., Baumgartner L.P., Marquer D.* Low melting temperature for calcite at 1000 bars on the join $CaCO_3$ – H_2O – some geological implications // Terra Nova. 2015. V. 27. P. 364–369.

[8] *Перцев Н.Н.* Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.

[9] *Ревердатто В.В.* Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 271 с.

[10] *Grapes R.* Pyrometamorphism. 2nd edition. Berlin: Springer, 2011. 365 p.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 276–277

ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-БАЛХАШСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ПЕРВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

А.В. Пилицына, К.Е. Дегтярев, А.А. Третьяков

Москва, Геологический институт РАН, an.pilitsyna@gmail.com

Северо-Балхашская офиолитовая зона расположена в центральной части Джунгаро-Балхашской области (Центральный Казахстан) и протягивается в субширотном направлении на 250 км при ширине от 5 до 15 км. В ее строении участвуют серпентинитовый меланж и пакеты тектонических пластин, сложенные нижнепалеозойскими кремнистыми, кремнисто-базальтовыми, кремнисто-туфогенными и вулканогенно-осадочными толщами. С севера и юга зона обрамляется соответственно силурийским флишем и олистостромами **[2]**. В серпентинитовом меланже присутствуют фрагменты дунит-гарцбургитового, дунит-верлит-пироксенитового комплексов, а также полосчатые и изотропные габбро, фрагменты дайкового комплекса и деформированные плагиограниты с оцененным возрастом кристаллизации в интервале 480–500 млн лет **[3, 5]**. В свою очередь, эффузивы основного состава и кремнистые породы расчленены на три свиты: итмурундинскую (базальты и их туфы, яшмы, кремни), казыкскую (кремни, яшмы, радиоляриты) и тюретайскую (базальты, яшмы). Время формирования этих свит соответствует дарривильскому ярусу среднего ордовика (итмурундинская), самым верхам дарривильского, сандбийскому и низам катийского яруса среднего и верхнего ордовика (казыкская) и интервалу от верхов дарривильского до низов катийского яруса среднего и верхнего ордовика (тюретайская) **[2]**. По своему составу базальты итмурундинской свиты близки обогащенному типу OIB, в то время как геохимические особенности базальтов тюретайской свиты сопоставимы с вулканитами океанических спрединговых центров N-MORB **[2, 5]**.

Характерной особенностью серпентинитового меланжа Северно-Балхашской зоны является наличие тел и жил жадеититов мощностью до нескольких метров, в том числе ювелирного качества **[1]**. В 2019 г. нами были впервые выделены и описаны блоки в меланже, представленные фенгитовыми эклогитами, гранат-фенгит-глаукофановыми сланцами, амфиболовыми сланцами и метавулканитами с глаукофаном, а также многочисленными разновидностями метасоматических пород, таких как глаукофан-рихтеритовые альбититы, серпентиниты с жилами щелочного амфибола и жадеита и другие **[4]**. Предварительно оцененные параметры пика метаморфизма эклогитов и гранат-фенгит-глаукофановых сланцев отвечают *P* 14–16 кбар; *T* 550–600 °C, в то время как регрессивные изменения этих пород связаны с развитием рибекита, винчита, барруазита и наиболее позднего актинолита, которые замещают омфацит и глаукофан в высокобарических разностях. Фенгитовые эклогиты демонстрируют высокие содержания FeO_{tot} ~21 вес. % и TiO_2 ~2 вес. % при концентрациях SiO_2 ~42 вес. % и характеризуются практически недифференцированными спектрами распределения РЗЭ со слабым обеднением LREE ($(La/Yb)_n$ 0.8), что сближает их по составу с базальтами типа N-MORB и соответственно с базальтами тюретайской свиты. В то же время гранат-фенгит-глаукофановые (голубые) сланцы показывают значительно более высокие содержания SiO_2 ~65 вес. % при FeO_{tot} ~9 вес. % и высоких суммарных концентрациях $\sum K_2O+Na_2O$ (~5 вес. %). Для пород отмечается обогащенность LREE относительно HREE ($(La/Yb)_n$ 4) и наличие слабоотрицательной Eu аномалии (Eu/Eu* 0.88–0.90), характерные для гранитоидов или терригенных пород, сформированных за счет эрозии преимущественно гранитоидных комплексов.

Полученная ранее **[6]** U-Pb оценка возраста ~450 млн лет для цирконов из альбит-актинолитовых сланцев, которые, по представлениям авторов, являются продуктами регрессивных изменений жадеититов, интерпретируется как время формирования последних**.** Однако проведенные нами недавние петрографические исследования сланцев позволили установить среди минеральных ассоциаций зеленосланцевой фации наличие реликтов граната, глаукофана и фенгита. Это указывает на то, что датированные породы, по-видимому, представляют собой

интенсивно диафторированные эклогиты или голубые сланцы, а не жадеититы, что значительно затрудняет интерпретацию полученной **[6]** оценки возраста. В то же время в 2019 г. непосредственно из гранат-фенгит-глаукофановых сланцев нами были выделены цирконы, которые характеризуются наличием ядер с сохранившейся осцилляторной зональностью и обогащенных ураном кайм. Ядра цирконов демонстрируют практически унимодальное распределение возрастов, которые соответствуют средней оценке 489±4 млн лет, в то время как формирование кайм отвечает 378±3 млн лет. Исходя из этого, оценка возраста ядер цирконов из голубых сланцев отражает время образования протолита пород, в составе которого, вероятно, преобладали гранитоиды. Плагиограниты и диориты с близкими оценками времени кристаллизации (480–500 млн лет) также присутствуют в виде блоков в серпентинитовом меланже **[3, 5]** и могут рассматриваться в качестве возможного неметаморфизованного аналога (или источника протолита) для высокобарических пород. С другой стороны, формирование кайм цирконов может быть связано с наложенными процессами, в том числе не связанными с высокобарическим метаморфизмом.

Таким образом, протолиты эклогитов Северо-Балхашской зоны были представлены, по-видимому, базальтами типа N-MORB, сходными с базальтами тюретайской свиты среднего – верхнего ордовика. Протолитами гранат-фенгит-глаукофановых сланцев, скорее всего, являлись кембрийские гранитоиды или терригенные породы, сформированные за счет этих гранитоидов. Субдукционные процессы, начавшиеся во второй половине позднего ордовика, привели к погружению пород во внутриокеанической обстановке на глубины, превышающие 50 км, и их последующей эксгумации в структуре серпентинитового меланжа.

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

[1] *Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г.* Сравнительная характеристика полярноуральских и прибалхашских жадеитовых и ассоциирующих с ними пород // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Вып. 61. Новосибирск: Наука, 1965. С. 178–244.

[2] *Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Yu., Tretyakov A.A.* Siliceous–volcanic associations of the Northern Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): biostratigraphy, sedimentation and tectonic evolution in the Middle-Late Ordovician // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2020. V. 551. 109748.

[3] *Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Yakubchuk A.S.* Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North-Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean // Lithos (under review).

[4] *Pilitsyna A.V., Degtyarev K.E., Tretyakov A.A.* First find of phengite eclogites and garnet-glaucophane schists associated with jadeitites in the Kenterlau-Itmurundy serpentinite mélange (North Balkhash ophiolite zone; Central Kazakhstan) // Abstract Volume of the 13th International Eclogite Conference / Eds. C. Mattinson, D. Castelli, S.W. Faryad, J. Gilotti, G. Godard, A. Perchuk, D. Rubatto, H.-P. Schertl, T. Tsujimori, Y.-F. Zheng. Petrozavodsk: KRC RAS, 2019. P. 65.

[5] *Safonova I., Savinskiy I., Perfilova A., Gurova A., Maruyama S., Tsujimori T.* The Itmurundy Pacific-type orogenic belt in northern Balkhash, Central Kazakhstan: Revisited plus first U-Pb age, geochemical and Nd isotope data from igneous rocks // Gondwana Research. 2020. V. 79. P. 49–69.

[6] *Yermolov P.V., Kotelnikov P.E.* Composition and origin of Itmurundinskii melange jadeitites (North Balkhash region) // Russian Geology and Geophysics. 1991. T. 32. № 2. C. 49–58.

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

2020. Выпуск 18. С. 278–280

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПОЛИХРОННЫЙ МАГМАТИЗМ В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Н.В. Попов[1], И.И. Лиханов[2], К.А. Савко[3]

[1] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, popovnv@ipgg.sbras.ru
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, likh@igm.nsc.ru
[3] Воронеж, Воронежский государственный университет, ksavko@geol.vsu.ru

Южно-Енисейский кряж (Ангаро-Канский блок) представляет собой юго-западный выступ фундамента Сибирской платформы. В строении блока выделяются два метаморфических комплекса: канский (гранулитовый) и енисейский (амфиболитовый) **[1]**. Гранулитовые толщи кряжа (канская серия) состоят из двух комплексов: *кузеевского* (гранулит-метабазит-гнейсовый) и *атамановского* (гранулит-гнейсовый), породы амфиболитовой фации метаморфизма объединены в *енисейский* (амфиболит-гнейсовый) комплекс **[2]**.

Гранитоиды Южно-Енисейского кряжа фиксируют условия выплавления и время кристаллизации; их разнообразные геохимические характеристики позволяют реконструировать геодинамические обстановки формирования. Палеопротерозойские гранитоиды образуют несколько комплексов. Самый крупный *Таракский* массив, слагающий восточную часть Южно-Енисейского кряжа **[3, 4]**, состоит из двух комплексов – собственно таракского порфировидных гранитоидов S-A-типа (коллизионных) и субщелочных гранитов A-типа (анорогенных) телькунского комплекса **[5]**. Время образования гранитоидов этих комплексов различается почти на сотню миллионов лет – 1.84 и 1.76 млрд лет соответственно (таблица). *Чарнокитовый* комплекс представлен мелкими не отражаемыми в масштабе карты дайкообразными телами и небольшими массивами ортоклазовых (гиперстеновых±гранат) гранитов, тесно ассоциирующих с гранулитами кузеевской толщи. Для южной части кряжа – это «*богуниты*» **[1]**, соответствующие по составу ряду от кварцевых норитов до гранодиоритов и редких лейкократовых гиперстеновых гранитов с возрастом 1.84 млрд лет (таблица). В средней части кряжа – это «*кузеевиты*» – порфировидные (реже аплитовидные) гиперстеновые лейкограниты **[1]** с возрастом около 1.73 млрд лет (таблица). Комплекс гнейсогранитов слагает два крупных массива (купола) – Посольненский и Пискуновский **[1]**. Характерной чертой этих гранитоидов является широкое развитие пегматитов с крупными порфиробластами микроклина **[6]**.

Таким образом, наиболее древние достоверные оценки возраста образования пород Южно-Енисейского кряжа 1.89–1.94 млрд лет, полученные для мафических гранулитов канского метаморфического комплекса, соответствуют возрасту магматизма, а датировки 1.85 и 1.78 млрд лет согласовываются с двумя этапами метаморфизма (таблица). С этапами метаморфизма совпадает формирование мелких тел чарнокитоидов «богунитов» (1.84 млрд лет) и «кузеевитов» (1.73 млрд лет) (таблица). Эти значения возраста совпадают с таковыми для раннего и позднего гранитоидных комплексов Таракского массива (таблица). Возраст Посольненского массива (1789.8±8.9 млн лет) взаимосвязан с поздним этапом метаморфизма и попадает во временной промежуток формирования раннего и позднего гранитоидных комплексов Таракского массива – собственно таракского комплекса (1.84 млрд лет) и телькунского комплекса (1.76–1.75 млрд лет).

В целом их образование коррелирует с палеопротерозойскими тектоническими событиями Южно-Енисейского кряжа: коллизионные процессы фиксируются гранитоидами таракского комплекса; воздымание блока сопровождалось реоморфическими гранитоидами посольненского комплекса; кратонизации региона сопутствовали анорогенные гранитоиды телькунского комплекса. Со всеми этими процессами соотносятся метаморфические преобразования гранулитовых толщ и формирование вулканогенно-осадочных пород второй толщи енисейского метаморфического комплекса. Таким образом, активизация магматической деятельности на западной окраине Северо-Азиатского кратона могла быть связана со сборкой предполагаемого

Изотопный возраст протерозойских комплексов Южно-Енисейского кряжа

Комплекс, *массив*		Порода, *геохимический тип*	Минерал	Метод	Возраст, млн лет	Источ-ник
Канский метаморфический		мафические гранулиты	циркон	SHRIMP-II	1890±6[1] 1935±14[1] 1848±7.6[2] 1776±8[2] 1778±22[2]	**[7]**
		гиперстеновый плагиогранит *(метаандезит)* гиперстеновый плагиогранит *(метаандезит)* эндербит (богунит)	циркон	U-Pb изохронный	1890±10[1] 1840±50 1780±10[2] 1855[1]	**[8]**
		гиперстен-ортоклазовый гранит (кузеевит)	циркон	U-Pb изохронный	1734±4	**[9]**
Енисейский метаморфический	первая толща	гранат-биотит-амфиболовый плагиогнейс амфибол-биотитовый гнейс	циркон	U-Pb изохронный	1872±24 1890±20	**[8]**
	вторая толща	метаандезит	циркон	SHRIMP-II	1756±40 1739±20[1] 761±40[2]	**[10]**
		метадацит	циркон порода	SHRIMP-II Sm-Nd модельный	1741±30[1] 765[2] 2457–2924	
Таракский (полихронный)		субщелочной порфировидный гранит *S-A-тип*	циркон биотит микроклин порода	U-Pb изохронный Ar-Ar Ar-Ar Sm-Nd модельный	1837±3 1132±60 854±20 2566	**[3]**
		субщелочной ториеносный гранит *A-тип*	циркон монацит порода	U-Pb изохронный Sm-Nd модельный	1761±18 1746±5 2500–2600	**[4]**
		дайки гранитов в экзоконтактовой зоне массива	биотит - \\ - - \\ -	Ar-Ar	695.3±6.5 532.9±7.2 524.9±5.9	**[5]**
Посольненский (полихронный)		амфибол-биотитовый порфиробластический гнейсогранит *S-тип*	циркон амфибол биотит	SHRIMP-II Ar-Ar Ar-Ar	1789.8±8.9 544.2±7.6 544.5±1.3	**[5]**
		габбро-амфиболит *будина среди гнейсогранитов*	амфибол	Ar-Ar	608±11	
		субщелочной гранит *A-тип*	циркон биотит порода	U-Pb изохронный Ar-Ar Sm-Nd модельный	511±9 485.6±4.6 1800	**[11]**

П р и м е ч а н и е. [1] – возраст магматизма, [2] – возраст метаморфизма.

суперконтинента Нуна (Колумбия) **[12, 13]**. Синхронность магматической активности и сопутствующего рифтогенеза, а также схожая последовательность однотипных тектонотермальных событий на арктической окраине Нуны подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов Северной Атлантики (Лаврентии и Балтики) в широком диапазоне времени, что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов **[14, 15]**.

[1] *Кузнецов Ю.А.* Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа (Избранные труды, Т. 1). Новосибирск: Наука, 1988. 217 с.
[2] *Попов Н.В.* Тектоническая модель раннедокембрийской эволюции Южно-Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1028–1041.
[3] *Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А.* Изотопно-геохронологическое исследование (U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd) субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 9. С. 879–889.
[4] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б.* Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb геохронологичесие и Sm-Nd изотопные данные // ДАН. 2009. Т. 428. № 3. С. 386–391.
[5] *Попов Н.В., Лиханов И.И., Савко К.А. Ревердатто В.В.* Палеопротерозойский гранитоидный магматизм в тектонической истории Ангаро-Канского блока юго-западного обрамления Сибирской платформы // ДАН. 2020. Т. 490. № 2. С. 39–44.
[6] *Шкодзинский В.С.* Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.
[7] *Туркина О.М., Сухоруков В.П.* Возрастные рубежи и условия метаморфизма мафических гранулитов в раннедокембрийском комплексе Ангаро-Канского блока (юго-запад Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 11. С. 1961–1986.
[8] *Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д.* Возрастные рубежи в геологической истории раннего докембрия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 35–40.
[9] *Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Плоткина Ю.В.* U-Pb возраст гиперстеновых гранитов (кузеевитов) Ангаро-Канского выступа (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5. С. 864–867.
[10] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В.* Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 312–332.
[11] *Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Даценко В.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Травин А.В.* О проявлении раннепалеозойского магматизма в Южно-Енисейском кряже // ДАН. 2004. Т. 397. № 3. С. 374–379.
[12] *Likhanov I.I., Santosh M.* A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research. 2019. V. 328. P. 128–145.
[13] *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А.* Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. № 1. С. 28–51.
[14] *Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M.* Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304–307. P. 468–488.
[15] *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В.* Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 423–440.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 281–283

СОСТАВ КЛИНОПИРОКСЕНОВ КАК ИНДИКАТОР ВЫСОКО-Mg-Ca СОСТАВА ПЕРВИЧНОГО РАСПЛАВА БИРХИНСКОГО ГАББРОВОГО МАССИВА (ПРИОЛЬХОНЬЕ). АНАЛОГИ НА УРАЛЕ

Е.В. Пушкарев[1], И.А. Готтман[1], А.В. Лавренчук[2], Е.В. Скляров[3]

[1] Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УРО РАН, pushkarev.1958@mail.ru
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alavr@uiggm.nsc.ru
[3] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru

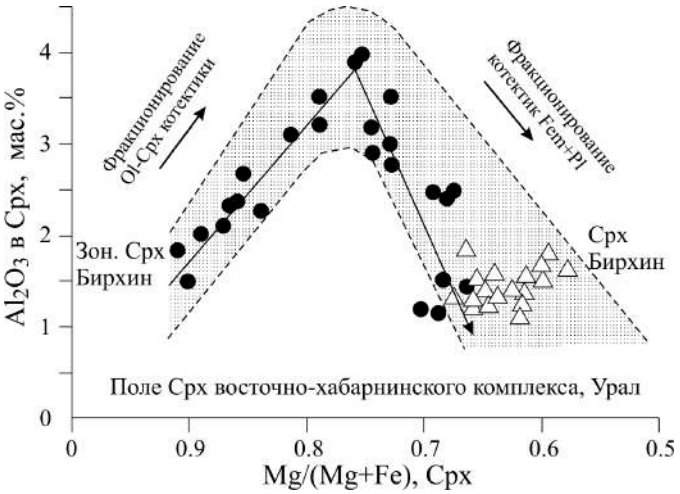
Бирхинский габбровый массив расположен в Крестовской зоне Ольхонского террейна, Западное Прибайкалье **[1, 2, 5]**. Согласно этим и другим исследованиям, Ольхонский террейн представляет собой раннепалеозойскую коллизионную систему, коллаж разномасштабных тектонических пластин, вмещающих различные по генезису и возрасту метаморфические и магматические комплексы.

Крестовская зона протягивается вдоль западного побережья оз. Байкал от устья р. Бугульдейка на юго-западе до мыса Орсо на северо-востоке. Более половины ее площади занимают габбровые массивы, самый крупный из которых, Бирхинский, размером примерно 12×13 км, дал название одноименному магматическому комплексу **[3].** В окружении массива развиты метавулканиты цаган-забинского комплекса с надсубдукционными геохимическими характеристиками и разнообразные амфиболиты, кварциты, мраморы и силикатно-карбонатные породы **[1, 2, 5]**. Сходство возраста и геохимических характеристик бирхинских габброидов и метавулканитов цаган-забинского комплекса позволило объединить их в единую Бирхинскую вулканоплутоническую ассоциацию, формирование которой связано либо с островодужным геотектоническим режимом, либо со взаимодействием надсубдукционной мантии с плюмовым компонентом **[1, 3]**.

Бирхинский габбровый массив имеет двухфазное строение. К породам первой фазы, залегающим в ядре массива, относятся оливиновые габбро и более редкие оливиновые вебстериты и амфиболовые клинопироксениты. Вторая фаза, развитая по периферии массива, представлена оливиновыми габбро-норитами, габбро-норитами, монцогаббро и монцодиоритами. Достоверных взаимоотношений между породами 1-й и 2-й фазы не установлено, за исключением крупного ксенолита клинопироксенитов размером более 150 м в габбро-норитах 2-й фазы Бирхинского массива в береговых обрывах в районе бухты Харюзовой.

Оценка состава первичного расплава для Бирхинского массива наталкивается на объективные сложности. Так, до сих пор не установлены закалочные фации пород 1-й фазы или их жильные аналоги, имеются трудности в определении количественных соотношений разных типов пород в массиве для расчета его средневзвешенного состава и т.д., поэтому моделирование методом геохимической термометрии, выполненное для Бирхинского массива, позволило оценить лишь состав расплава, соответствующего промежуточному этапу дифференциации в магматической камере на уровне становления массива **[2]**.

Анализ петрофонда бирхинского комплекса, насчитывающего более 100 химических анализов, показывает очень низкую среднюю величину CaO/Al_2O_3, которое для комплекса в целом равно 0.6. В Бирхинском массиве оливиновые габброиды 1-й фазы имеют среднее CaO/Al_2O_3= =0.7, а второй фазы – 0.5. CaO/Al_2O_3 отношение в хондритах, пиролите и примитивных мантийных лерцолитах равно 0.8 и обладает фундаментальным свойством не изменяться при плавлении, сохраняя это значение в реститах и первичных мантийных выплавках **[7]**. Среди пород бирхинского комплекса только единичные образцы имеют мантийное CaO/Al_2O_3=0.8. Из этого можно сделать вывод, что подавляющая часть пород комплекса не представляют собой первичные мантийные расплавы, а являются дифференциатами более примитивных магм, что подтверждает вывод, сделанный ранее **[2]**.



Вариации состава клинопироксенов из габбро-норитов Бирхинского массива.

При проведении геологических работ на Бирхинском массиве в его южной части, примерно в 1.3 км юго-восточнее вершины 1009.0, были встречены габбро-нориты, содержащие зерна зонального клинопироксена. По химическому составу и геохимическим особенностям габбро-нориты соответствуют породам 2-й фазы комплекса. Они имеют среднезернистую структуру и состоят из клинопироксена, ортопироксена, лабрадора, биотита, небольших количеств ортоклаза, титаномагнетита и апатита. На этом фоне отчетливо выделяются более крупные кристаллы клинопироксена, размером до 7–8 мм, со светло-зелеными ядрами и темными краевыми зонами. Клинопироксен в ядрах соответствует низкоглиноземистому (1.5–2.0 % Al_2O_3) хромдиопсиду (0.8–1.2 % Cr_2O_3) с высокой магнезиальностью Mg#=Mg/(Mg+Fe)=0.91–0.87 (рисунок). Такой клинопироксен ультраосновного типа может кристаллизоваться только из высоко-Mg-Ca расплавов с Mg#=0.7. В промежуточных зонах его Mg# уменьшается до 0.85–0.84, с одновременным падением окиси хрома до 0.5–0.4 % и ростом содержаний глинозема до 2.5–3.0 %. В темных каймах по направлению от внутренней к внешней зоне вначале сохраняется та же тенденция с падением магнезиальности до 0.80–0.75 и хрома до 0.2–0.3 % Cr_2O_3 и ростом глинозема до 3.5–4.0 % Al_2O_3, а затем тренд меняет направление и на фоне продолжающегося падения Mg# до значений 0.70–0.65 происходит снижение содержаний глинозема до 1.5–1.0 % (рисунок). Состав клинопироксена в каймах зональных кристаллов соответствует составу клинопироксенов в базисе породы и в типичных габбро-норитах массива. Минимальные значения Mg# клинопироксена в таких габброидах опускаются до 0.55 при уровне глинозема около 1 %. Необходимо отметить, что Mg# ортопироксена в габбро-норитах с зональным клинопироксеном варьируется в узких пределах – 0.5–0.6, так же, как и в других пробах габбро-норитов Бирхинского массива. Большое различие в Mg# центральных частей зональных клинопироксенов и ортопироксена указывает на отсутствие равновесия между этими минералами. В обычных габбро-норитах Бирхина составы железистого клинопироксена и ортопироксена соответствуют равновесной ассоциации.

Конфигурация вариационного тренда зональных зерен клинопироксена в бирхинских габбро-норитах отвечает закономерностям, установленным для клинопироксенов, кристаллизующихся из высоко-Mg-Ca расплавов анкарамитового типа **[6]**. Характерной особенностью этих расплавов является высокое CaO/Al_2O_3 (>1) и фракционирование оливин-клинопироксеновой котектики (без плагиоклаза) на раннем этапе с переходом к кристаллизации котектик фемических минералов с плагиоклазом на поздней стадии. Смена котектик определяет ломаный кристаллизационный тренд клинопироксена. Оливин-клинопироксеновое фракционирование приводит к формированию дунитов и клинопироксенитов на ранних стадиях дифференциации анкарамитового расплава. Наличие ксенолитов клинопироксенитов в бирхинских габбро косвенно свидетельствует в пользу реальности проявления такого механизма. Среди метавулканитов цаган-забинского комплекса, комагматичных с габброидами бирхинского комплекса, встречаются разновидности с высоким CaO/Al_2O_3 (>1) и высокой магнезиальностью (Mg#=0.73–0.65) **[2]**. По петрохимическим параметрам они соответствуют анкарамитам и могут представлять первичные магмы, родоначальные для Бирхинского массива и одноименного комплекса в целом, что подтверждает справедливость объединения их в вулканоплутоническую ассоциацию **[2]**.

Габброиды Бирхинского массива по петрохимическим и геохимическим характеристикам и по составу минералов являются близкими аналогами габбро-норитов восточно-хабарнинского комплекса (ВХК) на Южном Урале **[4]**. В породах ВХК также установлены зональные клинопироксены с ломаным трендом кристаллизации, варьирующиеся по составу от магнезиальных до железистых разностей. Однако, в отличие от Бирхинского комплекса, ВХК включает в себя полную серию пород от дунитов и оливиновых клинопироксенитов до вебстеритов и габбро-норитов. Родоначальным расплавом для ВХК также послужили высоко-Mg-Ca магмы с анкарамитовыми характеристиками,

Полученные данные по составу зональных клинопироксенов в габбро-норитах Бирхинского массива показывают, что первичный расплав, родоначальный для пород массива, обладал высокой магнезиальностью (Mg#=0.7) и $CaO/Al_2O_3>1$ и соответствовал островодужным анкарамитам, образование которых связано с плавлением верлитового мантийного источника в супрасубдукционной геотектонической обстановке.

Работа выполнена по госбюджетной теме № г/р АААА-А18-118052590029-6. Аналитические данные – ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН.

[1] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др.* 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. и др.* Бирхинская вулканоплутоническая ассоциация (Ольхонский район, Западное Прибайкалье) – петрологические критерии комагматичности // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 308–326.

[3] *Лавренчук А.В., Скляров Е.В., Изох А.Э. и др.* Особенности состава габброидов Крестовской зоны (Западное Прибайкалье) как отражение взаимодействия надсубдукционной литосферной мантии с мантийным плюмом // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1439–1458.

[4] *Балыкин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П. и др.* Петрология постгарцбургитовых интрузивов Кемпирсайско-Хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 160 с.

[5] *Федоровский В.С., Скляров Е.В.* Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 4. С. 331–418.

[6] *Barsdell M., Berry R.F.* Origin and evolution of primitive island-arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu // Journal of Petrology. 1990. V. 31. P. 747–777.

[7] Treatise on Geochemistry. V. 3. The mantle and core. Amsterdam: Elsevier, 2014. 577 p.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 284–286

ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО БАЙКАЛА ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

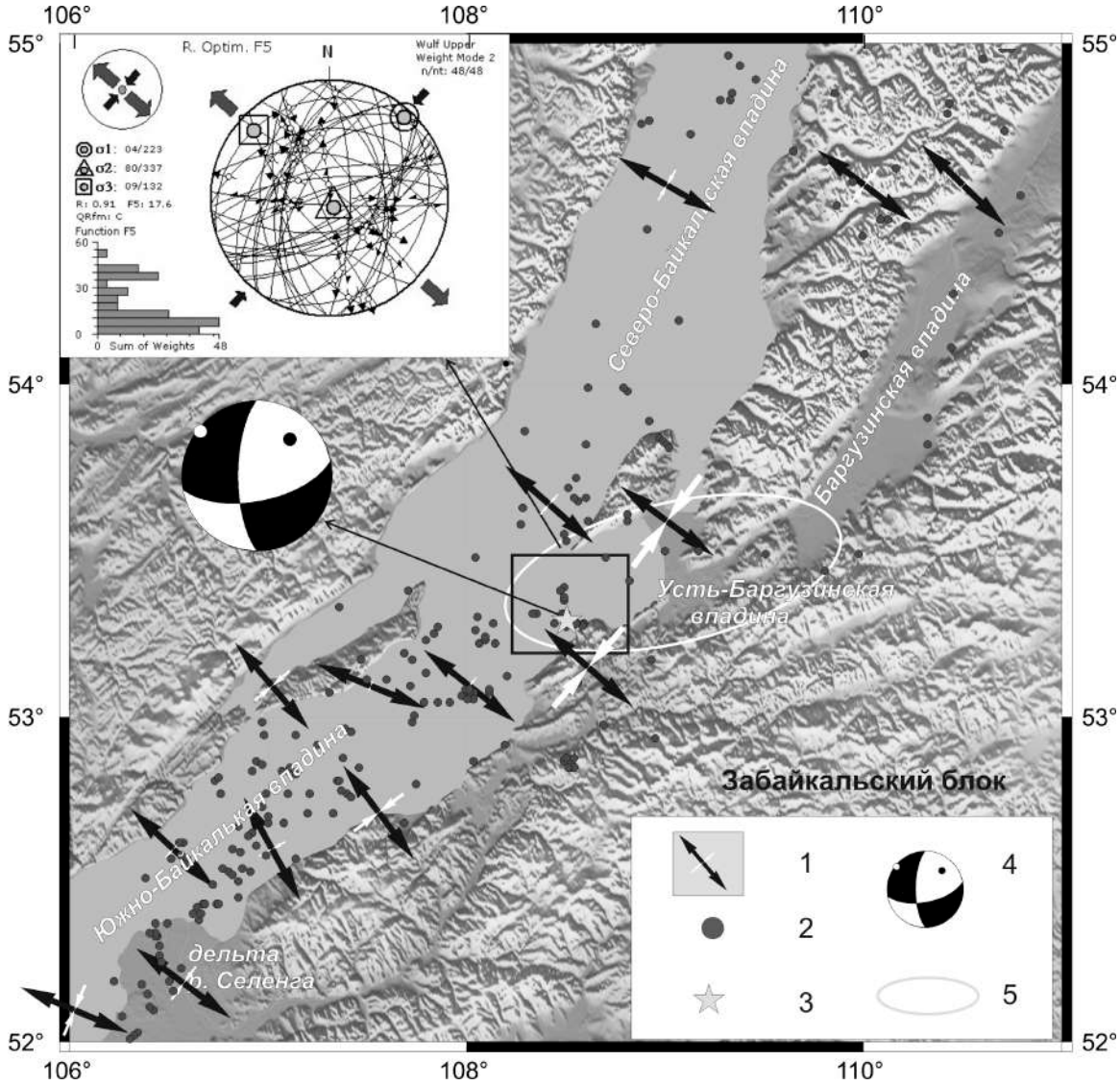
Н.А. Радзиминович[1, 2], А.И. Мирошниченко[1]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, mai@crust.irk.ru
[2] Улан-Удэ, Бурятский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», nradzim@crust.irk.ru

По сейсмологическим и геодезическим данным установлено, что в настоящее время центральная часть Южно-Байкальской впадины находится в режиме растяжения земной коры. Скорость дивергенции Забайкальского блока относительно стабильной Сибирской платформы, между которыми расположена впадина, по данным GPS-измерений оценивается в 3.4±0.7 мм/год, а скорость относительной деформации удлинения в пределах впадины составляет 2.1×10^{-8} год$^{-1}$ **[1]**. Направление дивергенции (130°) согласуется с данными о механизмах очагов землетрясений, согласно которым ось растяжения в очагах землетрясений ориентирована СЗ-ЮВ. Морфолого-генетический тип подвижек при землетрясениях в подавляющем большинстве случаев сбросовый по плоскостям СВ простирания с углами падения 30–70° («байкальский» тип механизма очага). Ориентация нодальных плоскостей согласуется с простиранием основных геологических структур и разломов. Однако при анализе механизмов очагов восточной части Центрального Байкала было выявлено относительно большое число решений, отличных от «байкальского» типа. Самым ярким примером служит Максимихинское землетрясение 2008 г. с M_w5.3, механизм очага которого характеризовался сдвиговой подвижкой с небольшой сбросовой составляющей (рисунок). Борт впадины, рядом с которым произошла Максимихинская последовательность, характеризуется блоковым строением и контролируется Турка-Усть-Баргузинским разломом СВ простирания **[2, 3]**. В пределах непосредственно впадины разломы, выделенные по результатам сейсмического профилирования и батиметрическим данным, также ориентированы ЮЗ-СВ. Тем не менее нодальные плоскости в фокальном решении главного толчка и некоторых его афтершоков ориентированы меридионально и субширотно **[4]**.

Механизмы очагов главного толчка, афтершоков, а также фоновых событий, произошедших как до, так и после 2008 г. в данном локальном районе, составили выборку из 31 землетрясения, анализ которой показал, что в распределении простирания нодальных плоскостей выделяется субмеридиональное, северо-восточное и, в меньшей степени, субширотное направление **[5]**. Углы падения плоскостей преимущественно наклонные 40–60° и субвертикальные 80–90°. Ориентация осей сжатия и растяжения в очагах достаточно стабильна: СЗ-ЮВ для оси T и СВ-ЮЗ для оси P, однако в углах наклонов оси сжатия наблюдается изменчивость от субгоризонтального до вертикального положения. Стресс-тензор, восстановленный с использованием программы Tensor **[6]**, где реализована модифицированная версия метода правого диэдра Ж. Анжелье **[7]**, показывает на транстенсивный режим (extensive strike-slip) с коэффициентом R=0.91 и стресс-индексом R`=1.09. Транстенсионное поле напряжений было получено в этом районе и при восстановлении ориентации осей главных напряжений по простиранию Южно-Байкальской впадины (за исключением южной оконечности) и примыкающих к ней Северо-Байкальской и Баргузинской впадинам при использовании программы Satsi **[8]**, основанной на методе инверсии А. Майкла **[9]**. Данный метод за счет процедуры дампинга стресс-тензоров, определяемых для соседних объемов земной коры, позволяет получить сглаженную картину пространственной изменчивости ориентации осей напряжений. Из рисунка видно, что ось наименьшего сжатия горизонтальна и развернута ортогонально к простиранию структур, что приводит к режиму растяжения и сбрососообразованию по плоскостям СВ простирания. В рассматриваемом локальном районе ось максимального сжатия также становится субгоризонтальной, что приводит к режиму транстенсии.

Таким образом, полученные результаты подтверждают доминирование режима растяжения в рассматриваемом регионе и показывают локальное поле напряжений типа транстенсии



Ориентация осей главных напряжений по результатам сглаженной инверсии фокальных механизмов и реконструкции стресс-тензора методом правого диэдра для локальной выборки «Максимиха» (в левом верхнем углу). *1* – оси наименьшего и наибольшего сжатия; *2* – эпицентры землетрясений, фокальные решения которых использовались для инверсии; *3* – эпицентр Максимихинского землетрясения 20.05.2008 г. с M_w5.3; *4* – стереограмма фокального механизма Максимихинского землетрясения (в нижней полусфере); *5* – Усть-Баргузинская трансферная зона.

вблизи восточного борта Центрального Байкала. Рассматриваемый район является частью Усть-Баргузинской трансферной зоны, где происходит передача деформаций между Южно-Байкальской и Баргузинской впадинами **[10]**. Трудно представить зону аккомодации без наличия сдвиговых смещений. И действительно, по результатам GPS-измерений **[10]** в поле скоростей относительных горизонтальных деформаций на отдельных участках рассматриваемого региона был выявлен сдвиговый режим деформаций, а также сделан вывод о возможности реализации сдвиговых движений по разломам (правосторонним по плоскостям меридиональной ориентации и левосторонним по широтным плоскостям). Кроме того, поля напряжений, восстановленные по данным о трещиноватости, в том числе в плейстоцен-голоценовых осадках, также показывают сдвиговый характер **[11]**: результаты реконструкции показали, что Турка-Усть-Баргузинский разлом формировался в условиях сдвига с растяжением, а Усть-Баргузинскому разломному узлу присуще сдвиговое поле **[3]**. Таким образом, полученные результаты находятся в соответствии с геолого-структурными и геодезическими данными и могут свидетельствовать об участии сдвиговых смещений в передаче деформаций между сегментами рифтовой зоны.

Работа поддержана РФФИ (проект № 20-05-00357а).

[1] *Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж.* Растяжение в Байкальском рифте: современная кинематика пассивного рифтогенеза // ДАН. 2009. Т. 424. № 5. С. 664–668.

[2] *Уфимцев Г.Ф., Сковитина Т.М.* Новейшая структура восточного побережья Среднего Байкала // Отечественная геология. 2001. № 2. С. 26–29.

[3] *Черемных А.В.* Региональные разломы, блоки и напряженное состояние верхней части земной коры в районе Усть-Баргузинского разломного узла (Байкальская рифтовая система) // Известия вузов. Геология и разведка. 2005. № 5. С. 10–17.

[4] *Гилёва Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Я.Б., Середкина А.И.* Максимихинское землетрясение 20 мая 2008 г. с K_P=14.3, M_w=5.3, I_0=7 (Центральный Байкал) // Землетрясения Северной Евразии, 2008 год. Обнинск: ГС РАН, 2014. С. 337–345.

[5] *Радзиминович Н.А., Мирошниченко А.И.* Усть-Баргузинская трансферная зона (Центральный Байкал): сейсмологические данные о транстенсионном поле напряжений земной коры // ДАН. 2020. Т. 493. № 2. С. 78–82.

[6] *Delvaux D., Sperner B.* Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program // New Insights into Structural Interpretation and Modelling / Ed. D. Nieuwland. Geological Society, London, Special Publications. 2003. V. 212. P. 75–100.

[7] *Angelier J.* Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population // Tectonophysics. 1979. V. 56. P. T17–T26.

[8] *Hardebeck J., Michael A.* Damped regional-scale stress inversions: Methodology and examples for southern California and the Coalinga aftershock sequence // Journal of Geophysical Research. 2006. V. 111. B11310. doi:10.1029/2005JB004144.

[9] *Michael A.J.* Determination of stress from slip data: faults and folds // Journal of Geophysical Research. 1984. V. 89. P. 11517–11526.

[10] *Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Саньков А.В., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Кале Э.* Современные деформации земной коры в области сочленения сегментов рифтов Центральной части Байкальской рифтовой системы по данным GPS-геодезии // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 11. С. 1814–1825.

[11] *Черемных А.В.* Разломно-блоковое строение земной коры и напряженное состояние в зонах региональных разломов восточного побережья озера Байкал // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 2. С. 250–258.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 287–289

ГЕНЕРАЦИЯ РАСПЛАВНЫХ АНОМАЛИЙ В КУЛТУКСКОМ СТРУКТУРНОМ СОЧЛЕНЕНИИ И ПРОЯВЛЕНИЕ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

С.В. Рассказов[1, 2], И.С. Чувашова[1, 2], А.М. Ильясова[1], Т.А. Ясныгина[1], Ю. Аило[2], В.Н. Иванова[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, rassk@crust.irk.ru
[2] Иркутск, Иркутский государственный университет

Из анализа пространственно-временного распределения вулканизма и скоростной структуры мантии следует, что литосфера центральной и западной части Байкальской рифтовой системы подвергалась воздействию разных расплавных аномалий переходного слоя (соответственно Западно-Забайкальской и Гобийской). С первой из них пространственно сопряжено развитие собственно Байкальской подвижной зоны центральной и северо-восточной части рифтовой системы, со второй – развитие Хангай-Бельской подвижной зоны ее западной части. Вулканизм первой подвижной зоны, согласованный с вулканизмом Япономорской подвижной системы, обозначил квазипериодические отклики Японско-Байкальского геодинамического коридора на великие циклы эксцентриситета вращения Земли 2.4 млн лет, а вулканизм второй подвижной зоны, согласованный с вулканизмом Тибета, отразил геодинамические эффекты великих циклов эксцентриситета Центрально-Азиатской орогенной системы, входящей в область конвергенции Индостана и Азии.

Разный характер развития структурных окончаний Байкальской рифтовой системы выражен в смене механизмов очагов землетрясений и направлений движения земной поверхности, регистрируемых спутниковой геодезией **[1]**. В пограничных структурах Байкальской и Хангай-Бельской подвижных зон (Южно-Байкальская впадина и Тункинская долина) эпицентральные поля землетрясений пространственно разделены между собой асейсмичной областью восточной части Тункинской долины. Сейсмические активизации временного интервала 2003–2017 гг. в западной части Южно-Байкальской впадины характеризовались миграцией землетрясений от Среднего Байкала к его западной оконечности без дальнейшего распространения в Тункинскую долину **[2]**.

Разделение сейсмичности Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины согласуется с гипотезой о разных геодинамических условиях развития собственно Байкальской и Хангай-Бельской подвижных зон рифтовой системы. Следовательно, рифтогенез не мог распространяться от Южно-Байкальской впадины в Тункинскую долину, что становится еще более очевидным при рассмотрении деформаций литосферы в Култукском структурном сочленении, сопряженных с сильными землетрясениями в Южно-Байкальской впадине и Тункинской долине, проявлений вулканизма в Камарско-Становой зоне транстенсии (КСЗТ) и псевдотахилитов в зоне Главного Саянского разлома (ГСР).

В Култукском структурном сочленении ложе Южно-Байкальской впадины резко опущено на глубину до 5 км относительно поднятого Быстринского фрагмента Тункинской долины, в котором осадочные отложения и лавовые слои миоцен-нижнеплиоценовой танхойской свиты находятся в вершинном ярусе рельефа на высотных отметках от 750 до 2000 м и выше. Слои верхнеплиоценовой – нижнеплейстоценовой аносовской свиты и плейстоценовые галечники занимают более низкие отметки рельефа, но также подняты и частично размыты. Зона горячей транстенсии была обозначена выходами вулканических пород на площади около 600 км^2. Преимущественно северо-восточное простирание субвертикальных даек и распределение вулканов свидетельствуют о горячем растяжении в КСЗТ вдоль ГСР во временном интервале с 18 до 12 млн лет назад. Вулканизм КСЗТ был производным варьирующегося во времени и пространстве плавления мантийных источников.

Непосредственно в зоне ГСР извергались лавы сравнительно низкожелезистого состава на Култукском вулкане. В милонитах ГСР различаются тела псевдотахилитов двух типов. Тела I типа – крупные (до 2 м), клиновидные, дацитового состава, представляют собой распространенные формы расплава впрыснутого вдавливания (injected gouge), быстро кристаллизующегося в висячем крыле сейсмогенерирующего разлома **[3]**. Тела II типа – система полос базальтового состава толщиной 5–10 см. Близкие по составу (но не по текстуре) псевдотахилиты II типа были охарактеризованы в сейсмогенерирующей зоне разлома Сарвар Униа, Индия **[4]**. На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb псевдотахилиты I типа ГСР (дациты) относятся к источнику средней части континентальной коры, псевдотахилиты II типа (базальты) – к источнику, выплавки которого оказались обедненными высокозарядным элементом (Ta). Геохимические характеристики средней части коры были получены для глубинных включений пород из базанитов вулкана Карьерный **[5]**. В отличие от псевдотахилитов, вмещающие базанитовые расплавы были производными реститовых мантийных источников.

По трещиноватости милонитов с пседотахилитовой полосчатостью в зоне ГСР реконструируются плоскости двух разломов: одного – с крутым падением (200°, угол 74°), другого – с более пологим (274°, угол 56°) (методика В.Н. Даниловича). Первый из них имеет азимут простирания 290°, соответствующий простиранию ГСР, второй – субмеридиональный азимут простирания, обозначающий поперечное направление КСЗТ. Плоскость ГСР круто погружается от Сибирской платформы к юго-юго-западу, а плоскость КСЗТ – более полого от Южно-Байкальской впадины на запад, под Тункинскую долину. Система параллельных псевдотахилитовых полос II типа простирается в милонитах почти параллельно плоскости ГСР с разворотом относительно ее на 6° по часовой стрелке. Расплавы впрыскивались в антитетические разрывы висячего крыла ГСР, крутопадающие на северо-северо-восток.

ГСР, вероятно, продолжается от Култукского сочленения в направлении на восток-юго-восток под Южный Байкал в качестве шва Хамардабанского террейна и Сибирского палеоконтинента **[2].** Сопоставление плоскостей разломов, реконструированных в милонитах ГСР, с нодальными плоскостями, реконструированными для сильных землетрясений, свидетельствует о проявлении в Култукском структурном сочленении сейсмогенных деформаций, свойственных сопредельным территориям западной части Южно-Байкальской впадины и восточной части Тункинской долины.

Пространственное положение реконструированной плоскости ГСР совпадает с положением активной нодальной плоскости сильного Култукского землетрясения 2008 г., эпицентр которого находился на его восток-юго-восточном продолжении в акватории Байкала, в 40 км от пос. Култук **[6]**. Распределение афтершоков вдоль крутой плоскости, параллельной ГСР, и вдоль крутого антитетического разрыва свидетельствует о реализации в очаге землетрясения сценария сейсмогенного плавления материала, подобного генерации псевдотахилитов в милонитах ГСР, экспонированных на земной поверхности.

В модели сейсмической томографии **[7]** регистрируется общее опускание разноскоростных слоев коры Южно-Байкальской впадины относительно слоев поднятого восточного окончания Тункинской долины. Опускание сочетается с погружением ложа Южно-Байкальской впадины и отторжением блока утолщенной коры более высокоскоростным мантийным материалом, подслоенным под корой. Деформированные слои средней и верхней коры отделены от деформированных слоев на границе кора – мантия слоем нижней коры узкого глубинного интервала 38–39 км, в котором латеральные скоростные неоднородности нивелированы.

Полученные сейсмические и геологические данные по Култукскому структурному сочленению не удовлетворяют идеализированным моделям рифтогенеза простого и чистого сдвига. Мы предполагаем, что сейсмогенерирующие тектонические напряжения создаются в коре в результате движений по пластичному нижнекоровому слою, и предлагаем модель посторогенного рифтогенеза. В позднем мелу и палеогене на месте Южно-Байкальской впадины возвышался ороген, ограниченный с севера и юга предорогенными прогибами: Предбайкальским и Селенгино-Витимским. Кора орогена была сжата и утолщена. Южно-Байкальская впадина начала оформляться только в начале миоцена в связи с растяжением коры вдоль Японско-Байкальского геодинамического коридора, в то время как кора Слюдянского субтеррейна продолжала сжиматься у жесткого края фундамента Сибирского палеоконтинента в связи с преобладающими деформационными процессами сжатия коры в Центрально-Азиатской орогенной системе. Мел-палеогеновый орогенез сменялся активностью горячей Камарско-Становой зоны транстенсии, маркировавшей контрастную область перехода от сжатия к растяжению коры в интервале 18–12 млн лет назад. Кора перестраивалась ниже и выше нижнекорового пластично-

го слоя. Ниже него, на границе кора – мантия, слоистость нарушалась с отторжением утолщенной нижней коры. Выше него, в средней и верхней коре Южно-Байкальской впадины, слои растягивались и утонялись с опусканием ее ложа.

Механизм мел-палеогенового (орогенного) утолщения коры и ее постолигоценового (посторогенного) растяжения в результате движений по пластичному нижнекоровому слою принимается в качестве рабочей модели подготовки сильных землетрясений в западной части Южно-Байкальской впадины.

Работа выполнена по проекту РНФ 18-77-10027.

[1] *Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Добрынина А.А., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж.* Современные горизонтальные движения и сейсмичность южной части Байкальской впадины (Байкальская рифтовая система) // Физика Земли. 2014. № 6. С. 70–79.

[2] *Rasskazov S., Ilyasova A., Bornyakov S. et al.* Responses of a $^{234}U/^{238}U$ activity ratio in groundwater to earthquakes in the South Baikal Basin, Siberia // Frontiers of Earth Science. 2020. doi.org/10.1007/s11707-020-0821-5.

[3] *Cowan D.S.* Do faults preserve a record of seismic slip? A field geologist's opinion // Journal of Structural Geology. 1999. V. 21. P. 995–1001.

[4] *Sarkar A., Chattopadhyay A.* Microstructure and geochemistry of pseudotachylyte veins from Sarwar-Junia Fault Zone, India: Implications for frictional melting process in a seismic fault zone // Geological Journal. 2020. doi:10.1002/gj.3900.

[5] *Аило Ю., Рассказов С.В., Чувашова И.С. и др.* Соотношения пород примитивной мантии, реститов и метасоматитов во включениях базанитов вулкана Карьерный (Западное Прибайкалье) // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 27. С. 3–23.

[6] *Мельникова В.И., Гилева Н.А., Арефьев С.С. и др.* Култукское землетрясение 2008 г. с M_w=6.3 на юге Байкала: пространственно-временной анализ сейсмической активизации // Физика Земли. 2012. № 11. С. 44–62.

[7] *Mordvinova V.V., Kobelev M.M., Khritova M.A. et al.* The deep velocity structure of the southern margin of the Siberian Craton with respect to Baikal rifting // Doklady Earth Sciences. 2019. V. 484. Part 1. P. 66–70.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 290–291

УНИКАЛЬНОЕ РАЗНООБРАЗИЕ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ В ОРТОПИРОКСЕНИТЕ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ-ВОСТОЧНАЯ

Д.И. Резвухин, Т.А. Алифирова, А.В. Головин, А.В. Корсаков

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, m.rezvukhin@igm.nsc.ru

Эпигенетические минералы являются важным источником информации о характере процессов, изменяющих первичные ассоциации минералов. Несмотря на то, что эпигенетические минералы часто представлены в образцах только в небольших объемных пропорциях и не влияют на классификацию вмещающих пород, в некоторых случаях такие фазы могут являться важными концентраторами редких и несовместимых элементов. В этом отношении эпигенетические минералы сходны с акцессорными; мы различаем эти термины в рамках генетического контекста, а именно, «акцессорные» минералы образуются из той же магмы, что и вмещающая порода, тогда как «эпигенетические» минералы кристаллизуются позже во время наложенных процессов. Актуальность изучения эпигенетических и акцессорных минералов в мантийных ксенолитах определяется возможностью получения ценной информации о природе, миграции и эволюции флюидов/расплавов в глубинных участках Земли, а также во время транспортировки ксенолитов кимберлитовой магмой на поверхность.

В данной работе мы провели систематическое исследование более сорока эпигенетических минералов, идентифицированных в ортопироксените мантийного происхождения из кимберлитовой трубки Удачная-Восточная, Якутская алмазоносная провинция, Сибирский кратон. В число задач работы также входила подробная характеристика наложенных метасоматических процессов, которые привели к образованию такого значительного разнообразия минералов.

Изученный ортопироксенит является частью более сложного ксенолита (UV13-233), состоящего также из клинопироксенита и ортопироксен-гранатовой ассоциации. Ортопироксенитовая часть образца, которая макроскопически выглядит почти неизмененной, является наиболее интересной из-за значительного разнообразия более поздних минералов, которые обнаруживаются при помощи сканирующей электронной микроскопии. Ортопироксенит имеет грубозернистую структуру и состоит в основном из крупных (1–10 мм) кристаллов энстатита (Mg#=91) с подчиненным количеством граната (хромистый пироп), клинопироксена (диопсид) и хромистой шпинели (твердый раствор с доминированием хромита и магнезиохромита). *P-T* параметры равновесия ортопироксенита составляют 800 °C и 35 кбар.

В ортопироксените эпигенетические фазы встречаются в виде: (1) минеральных включений в породообразующем энстатите, (2) дочерних минералов в крупных раскристаллизованных включениях расплава в породообразующем энстатите и (3) отдельных зерен и сростков в межзерновом пространстве породы. Изученные минералы включают силикаты (оливин, клинопироксен, флогопит, тетраферрифлогопит, минералы супергруппы амфибола, минералы группы серпентина, тальк), оксиды (несколько генераций ильменита и шпинели, рутил, перовскит, редкие титанаты из групп кричтонита, магнетоплюмбита и голландита), карбонаты (кальцит, доломит), сульфиды (пентландит, джерфишерит, пирротин), сульфат (барит), фосфаты (апатит и фосфат с предполагаемой кристаллохимической формулой $Na_2BaMg[PO_4]_2$), оксигидроксид (гетит) и гидроксигалогениды (кулигинит, айоваит).

Эпигенетические включения в ортопироксене представлены обогащенными несовместимыми элементами редкими титанатами из групп кричтонита и магнетоплюмбита в ассоциации с рутилом, пикроильменитом, титансодержащим хромитом и пентландитом. Текстурные взаимоотношения явно указывают на эпигенетическое происхождение данной ассоциации минералов, кристаллизация которых происходила внутри ортопироксена из флюида-расплава, просачивающегося по трещинам, плоскостям спайности и прочим дефектам в структуре вмещающего энстатита. Раскристаллизованные включения расплава, представляющие собой округлые и вытянутые глобулы до 2 мм в длину, приурочены к краю образца. Такие включения состоят из

типичных для кимберлита минералов, таких как оливин, флогопит, тетраферрифлогопит, апатит, перовскит, шпинелиды и др. Включения окружены сложной реакционной зоной, состоящей из последовательно сменяющих друг друга флогопита, тетраферрифлогопита, клинопироксена и калиевого рихтерита, и содержат зональные зерна оливина с чрезвычайно высоким Mg# (до 99) в ядрах. Межзерновое пространство породы характеризуется крайне широким разнообразием различных минералов; за исключением минералов группы магнетоплюмбита, здесь встречаются все идентифицированные минеральные виды, в том числе и достаточно редкие (например, прайдерит, редледжеит, Ba-Na-Mg фосфат).

Исследованные эпигенетические минералы кристаллизовались в ходе трех различных временных интервалов после образования вмещающей породы. Генезис минералов обусловлен рядом процессов, метасоматически наложенных на ортопироксенит, таких как глубинный мантийный метасоматоз, инфильтрация кимберлитового расплава и поздние гидротермальные изменения. Первый этап заключался в метасоматическом воздействии флюида-расплава на ортопироксенит в глубинах мантии; в частности, с этим процессом связана кристаллизация редких титанатов из групп кричтонита и магнетоплюмбита и ассоциирующих с ними минералов. Реакция ортопироксена с кимберлитовым расплавом при выносе ксенолита на поверхность (этап 2) привела к растворению ортопироксена и образованию расплавных включений. Поздние гидротермальные процессы (этап 3) изменили некоторые более ранние минералы, а также обусловили кристаллизацию минералов корового происхождения (серпентин, кулигинит, айоваит и др.) в мантийном ксенолите.

Данное исследование подчеркивает важность минералов, присутствующих в небольших объемных пропорциях, для расшифровки эволюции и модификации фрагментов мантии, вынесенных кимберлитовыми и другими глубинными магмами. Полученные результаты также свидетельствуют о том, что результаты валового геохимического анализа пород мантийного происхождения должны интерпретироваться с осторожностью из-за возможной значительной контаминации минералами эпигенетического происхождения.

Детальное описание результатов исследования и их подробная интерпретация приведены в **[1, 2]**. Исследование выполнено при поддержке РНФ (проект № 18-77-10062).

[1] *Rezvukhin D.I., Alifirova T.A., Korsakov A.V., Golovin A.V.* A new occurrence of yimengite-hawthorneite and crichtonite-group minerals in an orthopyroxenite from kimberlite: Implications for mantle metasomatism // American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials. 2019. V. 104. P. 761–774.

[2] *Rezvukhin D.I., Alifirova T.A., Golovin A.V., Korsakov A.V.* A plethora of epigenetic minerals reveals a multistage metasomatic overprint of a mantle orthopyroxenite from the Udachnaya Kimberlite // Minerals. 2020. V. 10. 264.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 292–293

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ КИАНИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

О.В. Резвухина[1], А.В. Корсаков[1], С.Г. Скублов[2], Д.А. Замятин[3]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, olgashchepetova@igm.nsc.ru
[2] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, skublov@yandex.ru
[3] Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, zamyatin@igg.uran.ru

Метаморфические комплексы сверхвысоких давлений представляют собой уникальные природные объекты для изучения процессов, происходящих в зонах субдукции. Реконструкция трендов эволюции метаморфических пород сверхвысоких давлений является одной из важнейших задач в современной петрологии. Данная задача усложняется тем, что минеральные ассоциации прогрессивного этапа метаморфизма зачастую «стираются» в результате реакций дегидратации и частичного плавления **[1]**. Породы Кокчетавского массива образованы в результате глубинной (>120 км) субдукции и являются объектом многолетних исследований и дискуссий. Оценки *P-T* условий образования алмазоносных кокчетавских пород, полученные по включениям алмаза в гранате и гранат-клинопироксеновому геотермометру, составили >4 ГПа и 900–1000 °С **[2]**.

В данной работе проведено минералого-геохимическое исследование алмазоносных кианитовых гнейсов участка «Новый Барчинский» (Кокчетавский массив). Рассматриваемые породы являются природным аналогом KCMASH (K_2O-CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O) систем, что позволяет применять к ним полученные ранее результаты экспериментальных работ, а также оценить степень завершенности превращений метаморфических реакций на разных этапах преобразования этих уникальных пород. Проведенное исследование позволило впервые реконструировать отдельные этапы эволюции кокчетавских алмазоносных пород метапелитового состава, а также определить природу их протолита.

Алмазоносные кианитовые гнейсы участка «Новый Барчинский» характеризуются высокими содержаниями SiO_2 (60.2–66.1 мас. %), Al_2O_3 (16.3–19.7 мас. %) и Fe_2O_3 (5.56–12.30 мас. %), а также высоким отношением K_2O/Na_2O (12–37). Протолитом этих пород являются глинистые сланцы, образованные в обстановках пассивной континентальной окраины. На PAAS-нормализованных мультиэлементных спектрах алмазоносных кианитовых гнейсов наблюдается легкое обеднение ЛРЗЭ на фоне содержаний СРЗЭ, ТРЗЭ и высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Y), идентичных PAAS. Это указывает на низкую степень плавления метаосадков и отсутствие процесса экстракции расплава в ходе их метаморфической эволюции. На классификационных диаграммах для осадочных пород алмазоносные кианитовые гнейсы попадают в области составов глинистых сланцев, образованных в условиях пассивной континентальной окраины.

Минимальные *P-T* оценки прогрессивного этапа метаморфизма алмазоносных кианитовых гнейсов, полученные по включениям Zn-содержащего ставролита в рутиле составляют ~1 ГПа и 500–550 °С. Параметры пика метаморфизма, рассчитанные по Zr-в-рутиле и Ti-в-цирконе геотермометрам, составляют 900±30 °С при давлениях 5 ГПа. *P-T* оценки этапов регрессивной части метаморфизма, реконструированные по гранат-фенгитовому геотермометру, составляют 720 °С для 1 ГПа, по гранат-биотитовому геотермометру – 690 °С для 1 ГПа, по полевошпатовому геотермометру – менее 600 °С для давления менее 2.2 ГПа.

Для оценки скоростей эксгумации алмазоносных пород методом ТИМС был определен U-Pb возраст рутила, который составляет 520.1±1 млн лет, что значительно моложе возраста пика метаморфизма, полученного ранее по циркону из кокчетавских алмазоносных пород (около 530 млн лет **[3]**). Возраст рутила отражает время, прошедшее с момента охлаждения этих пород до температуры закрытия U-Pb системы в рутиле (~460 °С **[4]**). Рассчитанная скорость

охлаждения исследуемых пород от пиковых параметров метаморфизма, полученных по Zr-в-рутиле и Ti-в-цирконе геотермометрам (900±30 °C) до температур закрытия U-Pb системы в рутиле составляет 45±10 °C/млн лет. Скорость эксгумации алмазоносных пород (от 900 °C и 5 ГПа до 460 °C и 1 ГПа) составляет ориентировочно 1.2 см/год.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН, при поддержке РФФИ в рамках научных проектов №19-35-90002 и №19-35-50055. Авторы благодарят Н.Г. Ризванову (ИГГД РАН) за определение возраста рутила.

[1] *Stepanov A.S., Rubatto D., Hermann J., Korsakov A.V.* Contrasting PT paths within the Barchi-Kol UHP terrain (Kokchetav Complex): Implications for subduction and exhumation of continental crust // American Mineralogist. 2016. V. 101. P. 788–807.

[2] *Sobolev N.V., Shatsky V.S.* Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // Nature. 1990. V. 343. P. 742–746.

[3] *Херманн Д., Рубатто Д., Корсаков А.В., Шацкий В.С.* Возраст метаморфизма алмазоносных пород: U-Pb SHRIMP изотопное датирование цирконов Кокчетавского массива // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С. 513–520.

[4] *Li Q., Li S., Zheng Y.-F., Li H., Massonne H.J., Wang Q.* A high precision U–Pb age of metamorphic rutile in coesite-bearing eclogite from the Dabie Mountains in central China: a new constraint on the cooling history // Chemical Geology. 2003. V. 200. P. 255–265.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 294–297

РЕЗАНСКАЯ СВИТА ГОРНОГО КРЫМА – БАЗАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ СИНАЛЬПИЙСКОГО СТРУКТУРНОГО КОМПЛЕКСА: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ПЕСЧАНИКОВ

Т.В. Романюк[1], А.В. Страшко[2, 3], Н.Б. Кузнецов[2]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
[2] Москва, Геологический институт РАН
[3] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

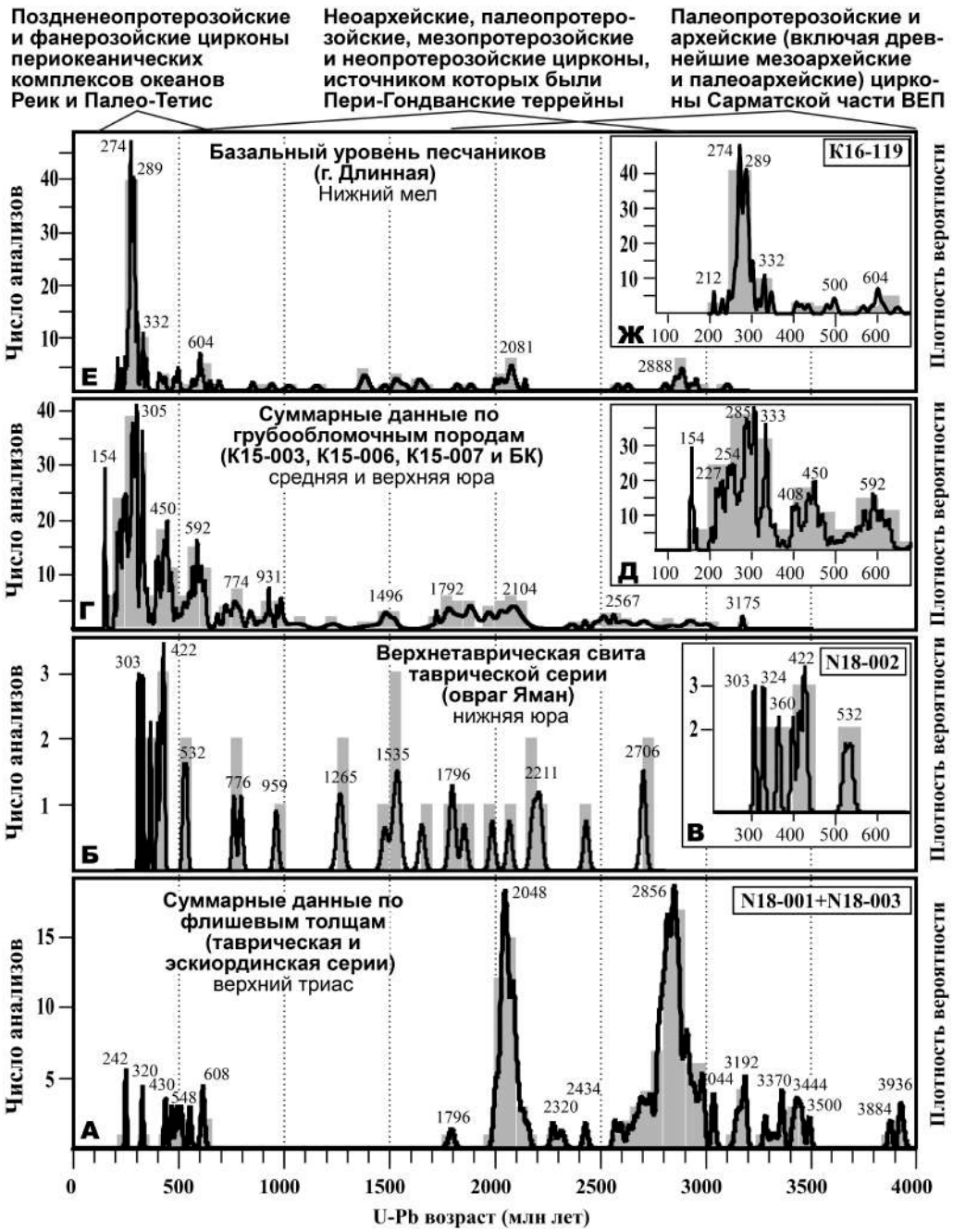
В Крыму отчетливо выделяются две ландшафтные области, именуемые Горным и Степным Крымом. Степной Крым – это часть молодой (эпигерцинской) Скифской платформы, структурно и пространственно сопряженной с южной частью древней Восточно-Европейской платформы, а Горный Крым (**ГК**) – часть северной ветви современного (альпийского) коллизионного Альпийско-Гималайского покровно-складчатого пояса. В геоморфологическом смысле в пределах **ГК** расположены три по-разному выраженные горные гряды – Первая, Вторая и Третья гряды Крымских гор, а также два межгорных понижения, отделяющих соответственно Первую гряду от Второй и Вторую гряду от Третьей **[1]**. При этом в тектоническом смысле в строении **ГК** на видимом современном эрозионном срезе участвуют два структурно-тектонических этажа. Нижний этаж – киммерийский и верхний – альпийский (синальпийский) **[2]**. Киммерийский структурный этаж представлен неравномерно дислоцированными образованиями, охватывающими стратиграфический интервал от верхнего триаса до пограничных уровней между верхней юрой и нижним мелом **[10]**. На современном эрозионном срезе эти образования распространены в пределах Первой гряды и в межгорном понижении, отделяющем ее от Второй гряды Крымских гор.

Альпийский (синальпийский) структурный этаж представлен моноклинальным комплексом, сложенным меловыми (в наиболее полных разрезах – от готерива) и кайнозойскими толщами. Низы разреза этого моноклинального залегающего комплекса широко распространены в вершинной части, а толщи стратиграфического диапазона от сеномана до палеоцена включительно слагают как вершинную часть, так и северный склон Второй гряды **[10]**. В понижении, разделяющем Вторую и Третью гряды Крымских гор, распространены эоцен-олигоценовые и нижнемиоценовые толщи, а сама Третья гряда сложена верхнемиоценовыми, плиоценовыми и раннечетвертичными отложениями.

К настоящему времени некоторые стратиграфические подразделения, участвующие в строении киммерийского структурного комплекса ГК, уже охарактеризованы результатами U-Pb датирования зерен dZr **[4, 6, 7, 9]**.

В 2020 г. нами получены результаты U-Pb изотопного датирования зерен dZr из основания альпийского (синальпийского) структурного этажа **ГК,** конкретно из известковистых песчаников резанской свиты, слагающей базальные уровни разреза синальпийского структурного комплекса **ГК**. Проба (начальным весом около 1 кг) отобрана в верхней части северо-западного склона г. Длинной (в точке с координатами 44°45'40.64″ с.ш., 33°59'55.74″ в.д.). Здесь на размытой поверхности интенсивно деформированного флиша верхнетаврической свиты залегают полого (5–7°) наклоненные к север-северо-западу охристые слабосцементированные карбонатным материалом существенно кварцевые песчаники с обильными палеонтологическими остатками (фрагменты раковин двустворчатых моллюсков, одиночные экземпляры и фрагменты колоний шестилучевых кораллов из группы склерактиний и др.).

Проба была дегенерирована в 10%-ном водном растворе соляной кислоты. Промытый в дистиллированной воде дезинтегрированный материал пробы после просушки на воздухе был разделен в тяжелой (~2.9 г/см^3) жидкости ГПС-В. Полученная таким образом тяжелая фракция была подвергнута магнитной сепарации. Немагнитная часть тяжелой фракции состояла в основном из апатита и циркона (более 500 зерен). Зерна циркона (более 200 зерен) случайным



Гистограммы и кривые плотности вероятности, иллюстрирующие характер распределения возрастов зерен детритовых цирконов из обломочных пород некоторых мезозойских толщ Горного Крыма. Источники данных: ***А*** – **[4]**, ***Б*** и ***В*** – **[7]**, ***Г*** и ***Д*** – **[6, 8]**; ***Е*** и ***Ж*** – наст. работа.

образом были выбраны вручную под бинокуляром и помещены на клейкую ленту, а потом имплантированы в эпоксидную шашку диаметром 1 дюйм. После приполировки шашки примерно на половину размера типичного зерна циркона все имплантированные в шашку зерна были сфотографированы в поляризационном микроскопе. Для каждого зерна было сделано по несколько (от 4 до 6) фотографий с разной глубиной фокусировки – от приполированной поверхности зерна в глубь него. По этим наборам фотографий были выбраны зерна циркона, в которых имелись участки, лишенные трещин и включений, имеющих размер более 40–50 мк в диаметре, позволяющий провести изотопный анализ с лазерным пробоотбором с диаметром лазерного пучка 30 мк.

U-Pb изотопное датирование зерен dZr (LA-ICP-MS) из пробы K16-119 выполнено в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН. Описание аппаратуры, а также технология измерений приведены в работе **[4]**, а методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, – в работе **[5]**. Обработка аналитических ре-

зультатов выполнена с помощью коммерческой компьютерной программы «GLITTER», приобретенной ГИН РАН, и программы Isoplot/Ex, размещенной в свободном доступе.

В пробе К16-119 изучение U-Pb изотопной системы выполнено для 180 зерен dZr. Почти 40 % анализов характеризуются сильной дискордантностью, что свидетельствует о том, что некоторые зерна циркона еще до попадания в песчаник резанской свиты испытали термальное (метаморфическое) и/или метасоматическое воздействие (возможно неоднократное), что в разной степени нарушило U-Pb изотопную систему в них, в том числе и очень существенно (D>30 %). Только 107 анализов с 10 % < D < 10 % использованы для построения гистограммы и КПВ. Максимальный возраст – 3099±11 (D=0.1 %), минимальный – 212±2 (D=0.0 %) млн лет. Сдвоенный доминирующий пик – 274 и 289 млн лет (среднее значение около 280 млн лет) и менее выраженные пики (поддержанные более чем тремя датировками) – 305, 332, 2080 и 2888 млн лет.

Сопоставление полученных по пробе К16-119 новых данных (рисунок, *Е, Ж*) с данными, характеризующими средне- и верхнеюрские грубообломочные породы **ГК** (рисунок, *Г, Д*), а также нижнеюрские (проба N18-002) (рисунок, *Б, В*) и верхнетриасовые части флишевой таврической серии (пробы N18-001 и 18-003) (рисунок, *А*), позволяет сделать вывод о том, что в пробе К16-119 при резком(!) доминировании зерен с возрастом в диапазоне от 250 до 300 млн лет (пермь) в разной степени выраженности присутствуют популяции или отдельные зерна циркона с возрастами, соответствующими возрастам популяций циркона из песчаников всех изученных к настоящему времени толщ ГК. Важно заметить, что известковистые песчаники, слагающие резанскую свиту, – базальный уровень синальпийского структурного комплекса **ГК**, в 3.2 км по аз. 50° от места отбора пробы К16-119, налегают на эрозионную поверхность габбро-диоритов Первомайского интрузива (восточный фланг г. Большой Кермен), возраст акцессорного циркона из которых – 174.2±1.2 млн лет (рубеж средней и ранней юры) **[3]**. В 3.2 км по аз. 15° (к востоку от с. Трудолюбовка) расположена размытая поверхность пород осадочно-вулканогенной толщи, относимой к байосу (средняя юра) **[10]**. При этом зерна циркона с юрским возрастом в пробе К16-119 из песчаников резанской свиты не обнаружены. В настоящее время этому факту нет рационального объяснения.

Исследования выполнены в соответствии с планами исследований по теме госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН, изотопные анализы и их обработка выполнены за счет средств РФФИ (проект № 19-05-00284).

[1] *Геология СССР.* Т. 8. Крым / Ред. М.В. Муратов. М.: Недра, 1969. 575 с.

[2] *Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А.* Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2006. Т. 81. Вып. 3. С. 22–33.

[3] *Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Савельев А.Д.* Меловые и юрские интрузии Горного Крыма: первые данные U-Pb (SIMS SHRIMP)-датирования // ДАН. 2017. Т. 474. № 1. С. 66–72.

[4] *Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М.* Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. № 2. С. 18–33.

[5] *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. 1–37. doi:10.5800/GT-2018-9-1-0335.

[6] *Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Колесникова А.А., Московский Д.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М.* Изотопно-геохимические характеристики каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020 (в печати).

[7] *Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Никишин А.М., Московский Д.В., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М.* Источники сноса верхнетриасовых – юрских толщ киммерид Горного Крыма по результатам U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2021 (в печати).

[8] *Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В.* Возраст, Hf-изотопная систематика детритовых цирконов и источник сноса конгломератов г. Южная Демерджи, Горный Крым // Геотектоника. 2019. № 5. С. 36–61. doi:10.31857/S0016-853X2019536-61.

[9] *Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Romanyuk T.V., Rud'ko S.V.* Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: Insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // International Journal of Earth Sciences. 2019. V. 108. P. 2407–2428. doi:10.1007/s00531-019-01770-2.

[10] *Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendinger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopaevich L.F., Mityukov A.V., Petrov E.I., Rubsova E.V.* Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region // Tectonic evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus / Eds. M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia. Geological Society, London, Special Publication. 2015. V. 428. P. 241–264. doi:10.1144/SP428.1.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 298–299

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ВОЗРАСТ ПОРОД ЧАУСТИНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА КАИМСКОЙ ПОКРОВНО-НАДВИГОВОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

Е.С. Рубанова[1, 2], М.М. Буслов[1, 2], В.А. Симонов[1, 2], А.В. Котляров[1, 2], А.В. Куликова[1, 2], А.В. Травин[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alyona212@igm.nsc.ru
[2] Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

В пределах северной части Горного Алтая выделяются надвиговые структуры двух возрастных геодинамических обстановок **[1, 2]**: поздневендско-кембрийской аккреционной, плоскости которой выполнены слюдистыми сланцами и серпентинитовыми меланжами с блоками габбро-пироксенитов и габбро, и позднепалеозойской коллизионной, плоскости которой выполнены метаморфическими породами пренит-пумпеллиитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Местами позднепалеозойские надвиги под острым углом срезают древнюю структуру аккреционного клина.

Каимская структура представляет собой фрагмент аккреционной зоны, состоящий из серии тектонических пластин позднекембрийских турбидитов, олистостром, фрагментов вендско-кембрийских офиолитов и палеоокеанических островов. В основании фронтального надвига Каимского аллохтона выделяется пластина метаморфических пород Чаустинского комплекса в виде невыдержанного по мощности до многих сотен метров дугообразного тела на левобережье р. Катунь (р. Чауста – пос. Камышла). Среди метаморфитов преобладают амфиболиты, в подчиненном количестве развиты метапелиты – кианитовые и слюдяные кристаллосланцы и гнейсы, а также кальцитовые и доломитовые мраморы **[3]**.

Авторами изучен разрез в левом борту р. Катунь близ устья р. Чауста, в котором все перечисленные типы пород тектонически совмещены. Кристаллосланцы представлены в основном слюдистыми и гранат-слюдистыми разновидностями. Расчет параметров метаморфизма по гранат-плагиоклазовому геобарометру в гнейсах, по данным С.А. Каргаполова, соответствует P=8–10 кбар и T=550–600 °С **[4]**. Изучение амфиболов из амфиболитов и гранатовых амфиболитов показало, что они относятся по номенклатуре **[5]** к феррочермакиту и чермакиту. Анализ гранатов свидетельствует о том, что в их составе преобладает альмандин (72–82 %), гроссуляра и пиропа 9–13 % и 11–17 % соответственно. Гранаты имеют зональное строение с падением спессартинового компонента и ростом пиропового к краю зерна, что может свидетельствовать о его росте на прогрессивном этапе метаморфизма.

По результатам геохимических исследований протолитом для метабазитовых пород Чаустинского комплекса (амфиболиты, гранатовые амфиболиты) преимущественно служили базальты типа N-MORB, реже E-MORB. Эти данные хорошо согласуются с ранее полученными результатами **[6]**.

По амфиболу из метабазальтов (гранатовых амфиболитов) получен Ar-Ar возраст 522.0±5.5 млн лет. Ar-Ar возраст биотита из метапилитов (кварц-плагиоклаз-биотит-гранатового кристаллического сланца) составляет 489.0±5.7 млн лет. Из метапилитов (гранат-слюдистого и слюдистого сланца) был выделен мусковит, Ar-Ar возраст которого составляет 498.0±3.8 млн лет и 499.0±5.4 млн лет соответственно.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что породы Чаустинского метаморфического комплекса представляют тектонический меланж, который образовался при погружении базальтов океанического дна и осадочных пород (вероятно, глубоководного желоба и океанического дна) в зону субдукции и дальнейшей эксгумации в результате заклинивания зоны субдукции Каимским палеосимаунтом **[1, 7]**. Полученный Ar-Ar возраст амфибола 522 млн лет (ранний кембрий), вероятно, соответствует субдукционному этапу, в то время как возраст слюд 489.0±5.7, 498.0±3.8 и 499.0±5.4 млн лет (верхний кембрий) отражает эксгумацию пород в результате возвратных течений в зоне субдукции. Полученные данные хорошо согла-

суются с представлениями **[1, 2]** о формировании Ануйско-Чуйской зоны Горного Алтая как структуры аккреционного клина Кузнецко-Алтайской островной дуги в венд-кембрийское время.

Исследования выполнены в рамках НИР ИГМ СО РАН и гранта правительства РФ (№14.Y26.31.0029).

[1] *Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонббатор Д., Ч., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э. Трофимова Д.А.* Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1627.

[2] *Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Рубанова Е.С., Василевский А.Н., Куликова А.В., Баталева Е.А.* Среднепозднепалеозойские геодинамические комплексы и структура Горного Алтая и ее отображение в гравитационных данных // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 11. С. 1277–1283.

[3] *Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 567 с.

[4] *Каргополов С.А., Маликова О.Ю., Владимиров А.Г., Бибикова Е.В.* Метаморфический комплекс в обрамлении Белокурихинского гранитного массива // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1995. С. 228–230.

[5] *Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E. et al.* Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // Mineralogical Magazine. 1997. V. 61. P. 295–321.

[6] *Крук Н.Н., Волкова Н.И., Куйбида Я.В., Гусев Н.И., Демонтерова Е.И.* Природа метаморфических комплексов Горного Алтая // Литосфера. 2013. № 2. С. 20–44.

[7] *Зыбин В.А.* Петротип Каимского базальтового комплекса раннего кембрия (Горный Алтай). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2012. 15 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 300–303

СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ХАРАНУРСКОГО ПОЛИХРОННОГО ПЛУТОНА ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

С.Н. Руднев[1], А.Э. Изох[1], Р.А. Шелепаев[1], П.А. Серов[2], В.Ю. Киселева[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
[2] Апатиты, Геологический институт Кольского научного центра РАН

Батолиты в раннекаледонских структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) являются характерным компонентом и на современном эрозионном срезе образуют крупные ареалы среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений венд-раннекембрийского возраста **[1]**.

Интерес к таким крупным ареалам (батолитам) проявления интрузивного магматизма обусловлен тем, что участвующие в их строении гранитоиды и габброиды формировались на протяжении более 100 млн лет в различных геодинамических обстановках (островодужная и аккреционно-коллизионная) и характеризуются различным петрогеохимическим составом, широкими вариациями изотопных параметров, что, в конечном итоге, подразумевает различные по составу магмогенерирующие источники. В связи с этим главной целью представленной работы является выяснение наиболее вероятных источников расплавов для гранитоидных и габброидных ассоциаций этих батолитов. Одним из таких эталонных объектов в Озерной зоне Западной Монголии является Харанурский полихронный плутон **[1]**.

Харанурский полихронный плутон расположен севернее оз. Хара-Нур, в левом борту р. Дзабзан. В плане он имеет вытянутую в северо-западном направлении форму, его общая площадь около 400 км^2. Вмещающими породами плутона являются островодужные вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения цольулинской и баргасутайской свит раннего кембрия. В строении плутона выделяются два интрузивных тела, отделенных друг от друга узкой полосой вмещающих пород. Результаты ранее проведенных исследований минералого-петрографического и петрогеохимического состава пород плутона, характера их геологических взаимоотношений и возраста позволили установить, что он имеет полихронное строение. В его составе выделялось четыре интрузивные ассоциации (от ранних к поздним) – диоритовая (529±6 млн лет), тоналит-плагиогранитная (531±10 млн лет), перидотит-пироксенит-анортозит-габбро-норитовая (Дзабханский массив, ~515–510 млн лет) и диорит-гранодиорит-гранитная (459±10 млн лет), формировавшиеся на островодужной и аккреционно-коллизионной стадиях развития региона. Более подробная информация об этих интрузивных ассоциациях приведена в **[2]**.

Более детальные геологические, геохронологические и минералогические исследования пород Харанурского плутона позволили установить более сложное его строение. В первую очередь это касается пород тоналит-плагиогранитной ассоциации, которая, как показали геохронологические исследования, разделяется на две разновозрастные ассоциации. Ранняя ассоциация представлена крупнозернистыми порфировидными биотитовыми тоналитами и плагиогранитами с возрастом 531±10 млн лет. По содержанию петрогенных окислов они относятся к породам известково-щелочной серии нормального ряда. По концентрациям RE и REE они сопоставляются с высокоглиноземистыми плагиогранитами. Расплавы такого типа могли генерироваться при плавлении либо молодой горячей океанической плиты, погружающейся в зону субдукции, либо метабазитового или тоналито-гнейсового субстрата в основании утолщенной коры при коллизии. Учитывая петрохимический и редкоэлементный состав пород этой ассоциации, а также их пространственное расположение среди раннекембрийских островодужных вулканитов Озерной зоны и раннекембрийский возраст, можно предполагать, что исходные расплавы плагиогранитоидов формировались в зоне субдукции при плавлении гранатсодержащего амфиболита, по составу сопоставимого с N-MORB. Об этом также свидетельствует их сходство с ада-

китами, а также высокие значения $\varepsilon_{Nd}(T)$=+7.9…+7.4, близкие к деплетированной мантии, и низкие значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$=0.7037–0.7039 **[2]**.

Наибольший интерес представляют породы второй ассоциации, которые имеют необычный для плагиогранитоидов минералогический состав, а именно присутствие в породообразующих количествах мусковита и граната. Такой минеральный состав плагиогранитов больше напоминает высокоглиноземистые граниты S-типа **[3]**, формирование которых связано с плавлением пород метапелитового состава. Однако исследуемые породы имеют иной петрохимический и редкоэлементный состав и располагаются среди полей развития вулканогенных пород (преимущественно андезитового состава с характеристиками MORB-типа), среди которых не зафиксированы какие-либо осадочные породы метапелитового состава. Следует отметить, что плагиогранитоиды, содержащие гранат и мусковит, встречаются редко, в отличие от их биотит-амфиболовых разновидностей. В раннекаледонских структурах Озерной зоны, помимо Харанурского плутона, они также отмечаются в виде жил и даек в составе Гундгузинского полихронного плутона, расположенного южнее **[4]**. В раннекаледонских структурах Алтае-Саянской складчатой области они установлены в виде даек и жил в составе Теректыг-Чедерского и Байсютского плагиогранитных массивов (Каахемский полихронный батолит) и в плагиогранитах Чарашского массива (Бийхемский полихронный батолит) Восточной Тувы **[1, 5, 6]**. Кроме того, плагиогранитоиды с близкими характеристиками описаны в составе массива Peñón Rosado (тоналиты и плагиограниты) в Центральной Аргентине **[7]**.

В составе более поздней плагиогранитной ассоциации Харанурского плутона, упомянутой выше, выделяется несколько разновидностей пород, которые образуют самостоятельные интрузивные фазы: 1-я фаза (главная) – крупнозернистые гранатсодержащие мусковитовые (±биотит) плагиограниты, 2-я фаза – среднезернистые гранатсодержащие мусковитовые плагиограниты и лейкоплагиограниты, 3-я фаза (жильная серия) – жилы, пегматиты и дайки гранат-мусковитовых плагиогранитов. Минералогический состав плагиогранитов, лейкоплагиогранитов и даек стандартный и практически одинаков и отличается только незначительными вариациями их количественных содержаний. Минеральный состав – плагиоклаз (34–13 % An), кварц, мусковит, гранат, акцессорные минералы – апатит, циркон, монацит, титаномагнетит и др.

Мусковит в породах присутствует повсеместно и образует крупные идиоморфные выделения. В породах первой и второй фазы его количественные содержания составляют 1–3 %, в отдельных случаях его количество может достигать 10–12 %. По содержанию Ti, Mg и Na, согласно классификации **[8]**, они отвечают мусковитам первично-магматического генезиса (P-тип). Вместе с тем мусковит отмечается в виде мелких и тонких ламелей во внутренних частях плагиоклаза, а также в срастании с эпидотом и хлоритом в тонких прожилках, секущих все породы ассоциации. По содержанию Ti, Mg и Na мусковит такого типа имеет позднемагматическую природу образования (S-тип).

Количество граната в плагиогранитах первой и второй фазы и пегматитах обычно не превышает 1 %. Размер кристаллов граната в них составляет 2–4 мм в диаметре. Микрозондовые исследования показали, что гранаты в этих породах по составу отвечают альмандин-спессартиновому изоморфному ряду. Они имеют относительно простое строение и характеризуются регрессивной зональностью по Mn и Fe. В дайках плагиогранитов количественные содержания граната резко возрастают до 5–10 %. При этом размер зерен граната в основном составляет 1–3 мм, в отдельных случаях он образует крупные (до 8 мм в диаметре) кристаллы. Крупные кристаллы граната имеют сложное строение. Даже при визуальном изучении фиксируется две генерации. Ранняя генерация граната представлена трещиноватыми субидиоморфными выделениями с темно-вишневой окраской и явными признаками подплавления (растворения). Поздняя генерация граната образует каймы вокруг граната ранней генерации, имеет четкую кристаллографическую огранку и светло-розовую окраску. Предполагалось, что гранат ранней генерации, согласно его морфологическим особенностям, имеет ксеногенную природу и заимствован из осадков, образованных путем разрушения метапеллитов из докембрийских образований Дзабханского микроконтинента. Микрозондовые исследования гранатов первой и второй генерации, проведенные в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск), показали, что по составу они отвечают альмандин-спессартиновому изоморфному ряду. Характер зональности в гранатах этих генераций сложный и имеет некоторые отличительные особенности. Гранаты ранней генерации имеют вариабельный состав по Mn и Fe и обнаруживают неоднократную смену прогрессивной и регрессивной зональности при переходе от

центра к краям зерен. На границе поздней и ранней генерации граната происходит резкое снижение концентраций Mn и Fe. В самих гранатах поздней генерации, при переходе от промежуточных к краевым зонам, прослеживается регрессивная зональность по Mn и Fe, которая в целом аналогична таковой в гранатах из плагиогранитов первой и второй интрузивных фаз изученной ассоциации. Своеобразием гранатов ранней генерации также является присутствие в них крупных темных субидиоморфных включений. Исследования на сканирующем микроскопе в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) показали, что эти включения имеют сложное строение, в их внутренних частях наблюдаются различные минералы: циркон, монацит, ксенотим, рутил, сфен, апатит, рудные минералы – магнетит, ильменит, вторичные минералы – хлорит, эпидот, гематит, гетит. Иногда в гранатах ранней генерации отмечаются округлые включения кварца. Выделенный из этих включений циркон представлен идиоморфными и удлиненными кристаллами светло-розового цвета, размерностью 30–150 мкм. В режиме катодолюминесценции эти цирконы характеризуются магматической зональностью, а также наличием в них ксеногенного циркона. Последний представлен субидиоморфными кристаллами (иногда обломками) с магматической зональностью. В гранатах поздней генерации отмечаются единичные мелкие идиоморфные кристаллы циркона, размерностью 5–15 мкм по удлинению.

По содержанию петрогенных окислов, редких и редкоземельных элементов породы поздней плагиогранитной ассоциации практически не отличаются от пород ранней тоналит-плагиогранитной ассоциации. Они также относятся к породам известково-щелочной серии нормального ряда. По содержанию RE и REE они сопоставляются и с плагиогранитоидами высокоглиноземистого типа. Исключение составляют дайки плагиогранитов. Если по содержанию и распределению LREE они не отличаются от плагиогранитов первой и второй фазы, то есть характеризуются отрицательным наклоном спектров, то концентрации HREE в дайках резко возрастают и образуют положительный наклон на графиках спектров распределения, что связано с высокими количественными содержаниями граната в породах.

Геохронологические исследования пород поздней плагиогранитной ассоциации, проведенные U-Pb методом по циркону (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург), показали следующие результаты: плагиограниты первой фазы – 510±10 млн лет (СКВО=0.59), дайки плагиогранитов (циркон из гранатов) – 494±4 млн лет (СКВО=0.83). Возраст ксеногенного циркона из гранатов ранней генерации варьируется от 533 до 517 млн лет (конкордантный возраст – 522±3 млн лет, СКВО=1.05). Таким образом, возрастные даты, полученные по ксеногенному циркону из гранатов, однозначно указывают на раннекембрийский возраст их источника, а также на отсутствие каких-либо источников с более длительной коровой предысторией (например, Дзабханский микроконтинент).

Результаты Sr-Nd изотопных исследований (ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, г. Новосибирск; ГИ КНЦ, г. Апатиты) пород поздней плагиогранитной ассоциации Харанурского плутона показали следующие значения: плагиограниты первой фазы – $\varepsilon_{Nd}(T)$=+9.4, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$=0.7039, дайки плагиогранитов –$\varepsilon_{Nd}(T)$=+8.2, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$=0.7038.

Таким образом, полученные Sr-Nd изотопные данные, в совокупности с геохимическими характеристиками и геохронологическими данными, указывают на то, что формирование исходных расплавов пород поздней плагиогранитной ассоциации Харанурского плутона преимущественно связано с плавлением метабазитов NMORB-типа при давлении более 10–12 кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом в низах коллизионных сооружений при коллизии. Дополнительными источниками, участвующими в плавлении, могли быть осадки, образованные за счет разрушения пород раннекембрийского возраста (вулканиты и граниты), на что указывает присутствие ксеногенного циркона с возрастом 533–517 млн лет.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00105).

[1] *Руднев С.Н.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.

[2] *Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П. и др.* Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 470–508.

[3] *Chappell B.W., White A.J.R.* To contrasting granite types // Pacific Geology. 1974. V. 8. P. 173–174.

[4] *Кравцев А.В., Изох А.Э., Цукерник А.Б.* Интрузивный магматизм Озерной зоны (МНР) // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: ИГиГ СО РАН, 1989. С. 26–44.

[5] *Дистанова А.Н.* Строение плутонов и особенности состава раннепалеозойских гранитоидов Каахемского района Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. С. 24–62.
[6] *Ковалев П.Ф., Добрянский Г.И., Шнай Г.К. и др.* Чарашский комплекс – петротип высокоглиноземистых низкощелочных плагиогранитов // Отечественная геология. 1997. № 11. С. 38–42.
[7] *Dahlquist J.A., Galindo C., Pankhurst R.J. et al.* Magmatic evolution of the Peñón Rosado granite: petrogenesis of garnet-bearing granitoids // Lithos. 2007. V. 95. P. 177–207.
[8] *Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfish L.A. et al.* Composition of plutonic muscovite: genetic implications // The Canadian Mineralogist. 1981. V. 19. P. 25–34.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 304–307

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ (ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ, ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ)

С.Н. Руднев[1], Д.В. Семенова[1], П.А. Серов[2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН
[2] Апатиты, Геологический институт Кольского научного центра РАН

Результаты многолетних исследований интрузивных комплексов северной части Кузнецкого Алатау, приуроченных к раннекаледонским структурам западной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО), а также анализ стратиграфических данных позволили установить, что этот регион характеризуется сложным тектоническим строением и широким возрастным диапазоном магматических образований – от позднего докембрия до раннего мезозоя **[1]**. Несмотря на это, многие вопросы геологического строения, состава и возраста магматических образований до сих пор остаются нерешенными.

Геологические исследования, проведенные в конце прошлого и в начале нового столетия, показали, что наиболее древними магматическими образованиями в северной части Кузнецкого Алатау считались поздневендские – раннекембрийские офиолитовые ассоциации **[2–6]**, образующие протяженные пояса вдоль Кузнецко-Алатауского глубинного разлома. Эти ассоциации тесно сопряжены с базальтоидами усть-анзасского и колтасского вулканических комплексов. Например, U-Pb возраст пород одной из таких офиолитовых ассоциаций был определен по цирконам (544±8 млн лет **[7]**) из плагиориолитов и субвулканических плагиогранитов колтасского комплекса. Наибольший объем в этом регионе слагают интрузии раннекембрийского и кембро-ордовикского возраста (530–450 млн лет **[8–10]**). В этом возрастном диапазоне установлены четыре пика магматической активности (530±5, 495±5, 475±5, 450±5 млн лет **[10]**), в каждом из которых формировались гранитоидные и габброидные ассоциации, участвующие в строении крупных полихронных батолитов (Кожуховский, Дудетский, Центральнинский и др.). В составе этих плутонов основной объем занимают гранитоидные ассоциации, которые по вещественному составу относятся к породам разных петрохимических серий (толеитовые, известково-щелочные, субщелочные и щелочные), характеризующимся широкими вариациями значений изотопных параметров ($\varepsilon Nd(T)=+2.5\ldots+8.9$; $T_{Nd}(DM\text{-}2st)=0.9–0.6$ млрд лет) и формировавшимся в различных геодинамических обстановках (островодужные, аккреционно-коллизионные) **[10]**. Однако более детальные геологические и геохронологические исследования, проведенные за последние полтора десятилетия по магматическим образованиям, показали, что в этом секторе АССО выделяются более древние магматические комплексы.

В данной работе проведено обобщение ранее полученных **[11]** и новых данных, которое указывает, что наряду с раннекембрийскими и кембро-ордовикскими интрузивными ассоциациями в том регионе выделяются более древние гранитоидные ассоциации, формирование которых происходило в позднем рифее. При этом было установлено, что гранитоиды этого возрастного уровня по своим изотопно-геохимическим параметрам существенно отличаются от гранитоидных ассоциаций раннепалеозойского и кембро-ордовикского возраста и свидетельствуют о наличии фрагментов древних континентальных блоков, запечатанных в раннекаледонских структурах западной части АССО. Эти гранитоидные (в том числе габброидные) ассоциации выявлены в составе Кундусуюльского полихронного плутона, расположенного в пределах Таланово-Богородского блока Мартайгинского палеоокеанического поднятия северной части Кузнецкого Алатау.

Кундусуюльский плутон пространственно приурочен к Кундатской группе разломов, имеет вытянутую в меридиональном направлении форму. Вмещающие породы представлены позднерифейскими(?) метаморфизованными сланцами по эффузивам среднего и основного состава (преобладают) и углеродисто-глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями известняков, доломитов и черных битуминозных и кремнистых доломитов, черных кварцитов **[1]**. В строении Кун-

дусуюльского плутона принимают участие несколько магматических комплексов (от ранних к поздним): московкинский перидотит-пироксенит-габбровый и кундусуюльский габбро-диорит-долеритовый, относящиеся к образованиям офиолитовой ассоциации, а также породы плагиогранитной и гранитной ассоциаций. Интрузии плагиогранитов и гранитов наблюдаются по право- и левобережью р. Кия (Гремячинский и Северо-Гремячинский массивы и др.) и в совокупности составляют около 25–30 % площади Кундусуюльского плутона. Они прорывают вмещающие отложения среднего – позднего рифея и интрузивные образования кундусуюльского габбро-диабазового комплекса позднего рифея(?) и, в свою очередь, интрудируются породами (Глуховский и Богородский массивы) чебулинского щелочно-гранитного комплекса раннего девона.

Гремячинский массив расположен в центральной части Кундусуюльского плутона. В его строении принимают участие биотит-амфиболовые плагиограниты (преобладают) и тоналиты. Породы имеют среднезернистое строение, большей частью катаклазированные и рассланцованные. Для них типична катакластическая структура с элементами бластомилонитовой или гранобластовой и гнейсовидная текстура. По содержанию петрогенных окислов они относятся к породам известково-щелочной серии. По концентрации редких и редкоземельных элементов они сопоставляются с высокоглиноземистыми тоналит-трондьемитовыми комплексами, исходные расплавы которых формировались при P>10–12 кбар в равновесии с гранатсодержащим реститом либо в результате плавления океанической плиты, погружающейся в зоне субдукции с повышенным геотермическим градиентом, либо связаны с процессами плавления метабазитового или плагиогнейсового субстрата в основании утолщенной коры при коллизии. Возраст плагиогранитов этого массива по данным U-Pb изотопных исследований циркона составляет 876±6 млн лет **[11]**. Во внутренних частях магматического циркона наблюдаются многочисленные реликты ксеногенного циркона. Последние характеризуются преимущественно удлиненной формой с закругленными ребрами и гранями, крайне редко – округлые зерна и обломки кристаллов. В режиме катодолюминесценции они имеют ярко выраженную магматическую и секториальную зональность. Возраст ксеногенного циркона по данным U-Pb изотопного датирования (LA-ICP-MASS) 14 зерен варьируется в диапазоне от 927 до 2481 млн лет (по $^{206}Pb/^{238}U$). Выделяется несколько возрастных уровней их формирования: 937–927, ~979, ~1133, ~1276, ~1450, ~1690, 2018–2015, ~2105, ~2382 и ~2481 млн лет. Плагиограниты характеризуются низким значением $\varepsilon_{Nd}(T)$=–7.8 и палеопротерозойским Nd-модельным возрастом (T_{Nd}(DM-2st)=2.20 млрд лет), что резко отличает их от раннепалеозойских гранитоидов и габброидов Кузнецкого Алатау **[8–10]**.

Северо-Гремячинский массив расположен в северо-восточной части Кундусуюльского плутона, на водоразделе рек Кия и Тулуюл, на стыке со структурами раннекаледонского возраста. Массив имеет вытянутую в меридиональном направлении форму. Предварительные геологические исследования южной части этого массива показали, что, помимо плагиогранитов, в его строении принимают участие биотит-амфиболовые граниты и лейкограниты. Они имеют средне- и крупнозернистое строение, сильно катаклазированные и рассланцованные. Для них также типична катакластическая структура с элементами дробления и гнейсовидная текстура. По содержанию петрогенных окислов и РЗЭ они относятся к породам субщелочной серии. Возраст гранитов этой ассоциации, по данным U-Pb изотопного датирования циркона, равен 897±10 млн лет (SHRIMP-II). Во внутренних частях магматического циркона наблюдаются древние «ядра» ксеногенного циркона. Последние характеризуются удлиненной и овальной формой, вокруг которых развиваются тонкие каймы магматического циркона. В режиме катодолюминесценции они имеют преимущественно темную окраску, иногда со слабыми признаками магматической зональности, в меньшей степени отмечаются светлые зональные зерна с грубой и конволютерной зональностью. Возраст ксеногенного циркона, по данным U-Pb изотопных исследований девяти зерен, варьируется в диапазоне от 926 до 2783 млн лет. Также выделяется несколько возрастных уровней их формирования (935–926, ~1641, 1861–1840, ~22069 и ~2783 млн лет), которые частично перекрываются с возрастами ксеногенного циркона из плагиогранитов Гремячинского массива. Nd изотопные исследования субщелочных гранитов указывают на значения $\varepsilon_{Nd}(T)$=–0.9…–1.0 и мезопротерозойский модельный возраст (T_{Nd}(DM-2st)=1.65–1.64 млрд лет).

Следует отметить, что плагиограниты и граниты изученных массивов, судя по их возрасту и изотопным параметрам, в структурах Кузнецкого Алатау отмечаются впервые. С учетом геохимических и изотопных данных можно отметить, что образование высокоглиноземистых плагиогранитов Гремячинского и гранитов Северо-Гремячинского массива, вероятнее всего,

происходило в основании утолщенной коры за счет источника с длительной коровой предысторией. Аналогичным примером на сопредельных территориях могут служить плагиограниты и тоналиты сумсунурского комплекса в Восточном Саяне. Породы этого комплекса имеют возраст около 800 млн лет, характеризуются величинами $\varepsilon_{Nd}(T)=-13.1$ и $T_{Nd}(DM\text{-}2st)=2.57$ млрд лет **[12]**, а их формирование могло быть связано с процессами плавления архейских тоналитогнейсов (2.66 млрд лет **[13]**) Гарганской глыбы. При этом, если породы Гарганской глыбы и образованные за счет них плагиогранитоиды сумсунурского комплекса хорошо обнажены, то в Кузнецком Алатау выходы раннепротерозойских пород на современном эрозионном срезе установлены только в пределах Таланово-Богородского блока, большая часть которых, по всей вероятности, перекрыта вулканогенными и осадочными отложениями венда и раннего кембрия. Тем не менее выявленные возрастные уровни гранитоидов Гремячинского и Северо-Гремячинского массивов, а также наблюдаемый в них ксеногенный циркон с возрастом 926–2783 млн лет пока являются единственными доказательствами, указывающими на вероятное присутствие раннедокембрийских кристаллических образований в структурах Кузнецкого Алатау. На это же обстоятельство указывают значения Nd модельного возраста (2.2–1.65 млрд лет) пород изученных массивов, которые существенно отличаются от интрузивных комплексов раннепалеозойского возраста, развитых в раннекаледонских структурах западной части АССО (0.9–0.6 млрд лет **[7–10]**).

Таким образом, данные U-Pb изотопного датирования циркона из плагиогранитов Гремячинского (876±6 млн лет) и гранитов Северо-Гремячинского (897±10 млн лет) массива еще раз подтверждают ранее сделанные выводы о проявлении позднерифейского интрузивного магматизма в северной части Кузнецкого Алатау.

Результаты U-Pb изотопных исследований ксеногенного циркона из пород этих массивов свидетельствуют о том, что при формировании исходных расплавов немаловажное значение имели осадки, образованные за счет разрушения пород с возрастом от 2783 до 926 млн лет.

Известково-щелочные плагиограниты Гремячинского массива и субщелочные граниты Северо-Гремячинского массива характеризуются отрицательными величинами εNd (–7.8… –0.1…–0.9, соответственно) и Nd модельным возрастом (2.20 и 1.65 млрд лет, соответственно), которые указывают на формирование исходных расплавов за счет плавления источников с длительной коровой предысторией и, вместе с тем, в какой-то мере свидетельствуют о присутствии фрагментов (реликтов) раннедокембрийской континентальной коры в структурах Кузнецкого Алатау.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00105).

[1] *Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др.* Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «ГЕО», 2000. 188 с.

[2] *Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М.* Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

[3] *Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А. и др.* Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1982. 105 с.

[4] *Велинский В.В., Николаев Д.П., Банников О.Л., Истомин В.Е.* Глубинное строение и состав пород Среднетерсинского гипербазитового массива // Геология и геофизика. 1985. № 8. С. 31–41.

[5] *Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Симонов В.А.* Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // ДАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 80–85.

[6] *Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В.* Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 952–967.

[7] *Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А. и др.* Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основе U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar-изотопного датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 5. С. 28–42.

[8] *Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А.* Sm-Nd-изотопный возраст и природа источника ассоциации щелочных основных пород и карбонатитов КузнецкогоАлатау // ДАН. 2003. Т. 391. № 3. С. 378–382.

[9] *Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Владимиров А.Г. и др.* Геохронологические рубежи и геодинамическая интерпретация щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // ДАН. 2004. Т. 398. № 3. С. 374–378.

[10] *Руднев С.Н., Борисов С.М., Бабин Г.А. и др.* Раннепалеозойские батолиты северной части Кузнецкого Алатау: вещественный состав, возраст и источники // Петрология. 2008. Т. 16. № 4. С. 421–448.

[11] *Руднев С.Н., Матуков Д.И., Сергеев С.А., Серов П.А.* Позднерифейские плагиограниты Кузнецкого Алатау: состав, возраст и источники // ДАН. 2006. Т. 410. № 6. С. 809–815.

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

[13] *Ковач В.П., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Бараш И.Г., Козаков И.К., Сергеев С.А.* Тоналиты Гарганского блока Тувино-Монгольского массива – возраст, корреляции и аналоги среди древнейших комплексов Присаянья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. Т. 1. С. 125–128.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 308–311

Nd-Sr-Hf ИЗОТОПИЯ И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ ВЕНДСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

С.Н. Руднев[1], О.М. Туркина[1], В.Г. Мальковец[1, 2], Е.А. Белоусова[3], П.А. Серов[4], В.Ю. Киселева[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, rudnev@igm.nsc.ru
[2] Мирный, Научно-исследовательское геологическое предприятие АК АЛРОСА (ПАО), vladimir.malkovets@gmail.com
[3] Sydney, Australia, Department of Earth and Planetary Science, Macquarie University, GEMOC, elena.belousova@mq.edu.au
[4] Апатиты, Геологический институт Кольского научного центра РАН, mozay@nm.ru

Озерная зона Западной Монголии представляет собой островодужный венд-раннекембрийский террейн **[1, 2]**, являющийся одним из крупных фрагментов каледонского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Озерная зона ранних каледонид на востоке граничит с докембрийскими образованиями Дзабханского микроконтинента, а на западе и юго-западе – с поздними каледонидами Монгольского и Гобийского Алтая. Геологические, геохронологические, петролого-геохимические и изотопные исследования вулканических и осадочных разрезов Озерной зоны позволили выделить в ее строении две островодужные системы: вендскую (~570 млн лет) и раннекембрийскую (545–540 млн лет), которые формировались во внутриокеанических обстановках **[3]**. Вендские островодужные вулканогенные комплексы преимущественно развиты в восточной части Озерной зоны, а раннекембрийские – в западной. Согласно опубликованным данным, аккреция этих двух островодужных систем и последующая их обдукция (в первую очередь вендской островной дуги и подстилающих ее вендских (573–560 млн лет) офиолитов хр. Дариби и Хан-Тайшири **[4–6]**) на докембрийские образования Дзабханского микроконтинента происходили на рубеже 511–484 млн лет **[7]**. Согласно Nd изотопному составу вендских (ε_{Nd} +9.9…+8.2) и раннекембрийских (ε_{Nd} +9.8…+7.3) вулканических комплексов, кора Озерной зоны была образована из деплетированных мантийных источников с возможным вовлечением в область магмогенерации более древнего материала в форме субдуцированных осадков **[3, 8]**.

С вендским и раннекембрийским островодужным вулканизмом тесно ассоциирует габброидный и диорит-тоналит-плагиогранитный магматизм. В пределах раннекембрийской островной дуги габброиды и плагиогранитоиды образовались в интервале 535–515 млн лет **[3, 9–11]**. U-Pb датирование цирконов из гранитоидов и габброидов массивов Таван-Хаирханского, Восточно-Баянцаганского, Баян-Цаган-Ула, Тунгалагского, Три Холма, Шутхуинского и Их-Замын, расположенных в области развития вендских островодужных вулканитов, показало, что их становление происходило в диапазоне 559–483 млн лет **[12]**. Вендские островодужные интрузии формировались в узком интервале 559–542 млн лет, тогда как граниты массива Их-Замын (~483 млн лет) формировались уже на аккреционно-коллизионной стадии развития региона. U-Pb возраст ксеногенного циркона из пород вышеупомянутых массивов варьируется в диапазоне 716–529 млн лет **[12]**, что подтверждает ранее сделанный вывод **[3, 8, 11]** о формировании вендских и раннекембрийских внутриокеанических островодужных комплексов на значительном удалении от области эрозии докембрийской коры Дзабханского микроконтинента.

Целью настоящей работы является выяснение условий формирования исходных расплавов и характера магмообразующих источников для плагиогранитоидов и габброидов вендского возраста (массивы Таван-Хаирханский, Восточно-Баянцаганский, Баян-Цаган-Ула, Тунгалагский, Три Холма и Шутхуинский) и гранитов ордовикского возраста (массив Их-Замын). Авторами статьи было проведено геохимическое и изотопно-геохимическое исследование (Sm-Nd и Sr-Nd методы) пород, а также анализ Hf изотопного состава разновозрастных генераций магматического и ксеногенного циркона.

Результаты изучения петролого-химического состава и геохимических характеристик вендских островодужных интрузивных ассоциаций Озерной зоны Монголии (559–542 млн лет **[12]**) показали, что среди них основной объем слагают тоналит-плагиогранитоидные ассоциации (555–542 млн лет), а габброидные ассоциации (~559 млн лет) присутствуют только в виде отдельных массивов. По химическому и изотопному составу пород и цирконов среди изученных вендских и ордовикских интрузивных ассоциаций обособляется три группы: 1) преобладающие тоналит-плагиогранитоиды (массивы Три Холма, Восточно-Баянцаганский, Баян-Цаган-Ула, Тунгалагский), 2) лейкогаббро и кварцевые диориты (Таван-Хаирханский и Шутхуинский массивы) и 3) двуполевошпатовые граниты (массив Их-Замын).

По петролого-геохимическим характеристикам и индикаторным отношениям доминирующие породы тоналит-плагиогранитоидных ассоциаций отвечают плагиогранитоидам низкоглиноземистого типа, исходные расплавы которых формировались при частичном плавлении метабазитов при давлении ≤8 кбар в равновесии с плагиоклаз-пироксеновыми (±амфибол) реститами. Наиболее вероятными их источниками служили вендские океанические и островодужные ассоциации Озерной зоны. Это заключение подтверждается высокими значениями ε_{Nd} в плагиогранитоидах (+10.2…+7.3), близкими к вмещающим вендским островодужным вулканогенным (базальты, андезибазальты) комплексам с геохимическими характеристиками N-MORB типа и осадочным отложениям Озерной зоны (ε_{Nd}(570)=+9.9…+4.8 **[8]**), а также породам офиолитовых комплексов хр. Дариби и Хан-Тайшири (ε_{Nd}(573–560)=+8.4…+5.4 **[4, 6, 7]**). В пользу такой интерпретации свидетельствует и преобладание в плагиогранитоидах вендских (583–559 млн лет) ксеногенных цирконов с изотопными параметрами (ε_{Hf} +16.3…+12.3), перекрывающимися с магматическими цирконами из этих пород (ε_{Hf} +14.6…+13.1). Все это не оставляет сомнения в образовании плагиогранитоидов в результате плавления вендской островодужной коры Озерной зоны и дает первую оценку изотопного Hf состава такой коры.

Во вторую группу попадают лейкогаббро Таван-Хаирханского массива (559±2 млн лет) и кварцевые диориты Шутхуинского массива (542±2 млн лет), которые характеризуются менее радиогенным изотопным составом Nd (ε_{Nd} +2.5 и +1.1) в сравнении с породами первой группы. Породы этих массивов образовались за счет дифференциации мафических магм, производных умеренно деплетированной мантии. Это заключение подтверждается положительными, но более низкими значениями ε_{Hf} для магматических (ε_{Hf}=+6.0…+5.6, $T_{DM}^{Crustal}$=1.14–1.12 млрд лет) и ксеногенных (ε_{Hf}=+6.3…+5.8, $T_{DM}^{Crustal}$=1.15–1.12 млрд лет) цирконов из лейкогаббро в сравнении с цирконами из плагиогранитоидов первой группы. Формирование умеренно деплетированного мантийного источника могло быть связано с вкладом субдуцированных осадков. Согласно величинам модельного возраста габбро и кварцевых диоритов (T_{Nd}(DM)=1.06–1.20 млрд лет), субдуцированные осадки формировались за счет мезо-неопротерозойской, а не раннедокембрийской коры, что согласуется с модельным возрастом ксеногенных и магматических цирконов из лейкогаббро (≤1.1–1.2 млрд лет). Вклад субдуцированных осадков в магмообразование подтверждается и повышенным содержанием некогерентных элементов (легких РЗЭ и Th) в кварцевых диоритах в сравнении с плагиогранитоидами.

Таким образом, изотопные параметры вендских островодужных габброидных и плагиогранитоидных ассоциаций первой и второй группы указывают на то, что их исходные расплавы выплавлялись из деплетированных, но различающихся по изотопному составу источников с ε_{Hf} от +16.3 до +5.6. Эти данные свидетельствуют о гетерогенности вендской надсубдукционной мантии и коррелируют с широким диапазоном ε_{Nd} (от +9.9 до +4.8) в островодужных вулканитах **[8]**.

К третьей группе относятся ордовикские двуполевошпатовые граниты массива Их-Замын (483±2 млн лет). Породы этого массива по Nd изотопным параметрам (ε_{Nd}=1.7; T_{Nd}(DM)=1.09) перекрываются с породами второй группы. Магматические цирконы из гранитов имеют наиболее низкие значения ε_{Hf} (от +5.9 до +2.1) среди всех изученных нами пород, но сопоставимы с содержащимися в них раннекембрийскими ксеногенными цирконами ε_{Hf} (от +4.9 до +4.1). Формирование гранитов этого массива происходило после процессов аккреции и коллизии вендских и раннекембрийских островодужных систем Озерной зоны с докембрийскими образованиями Дзабханского микроконтинента. Резкая смена магмообразующего субстрата проявлена в обогащении гранитов K_2O, Rb, Nb, Ta, Th и U. Исходные расплавы для гранитов могли формироваться за счет как вендских, так и раннекембрийских островодужных ассоциаций с умеренно деплетированными изотопными характеристиками, тектоническое совмещение которых произошло в результате аккреционно-коллизионных процессов. На это указывают геологические данные о прорывании гранитами массива вендских вулканогенных и раннекембрий-

ских вулканогенно-осадочных комплексов Озерной зоны. Этому не противоречат данные о присутствии в гранитах ксеногенного циркона с раннекембрийским возрастом (536–529 млн лет), а также близкие значения ε_{Hf} магматического и ксеногенного циркона. Кроме того, в образовании двуполевошпатовых гранитов мог участвовать более дифференцированный коровый источник, обогащенный некогерентными элементами и вовлеченный в плавление при аккреции островодужных комплексов с окраиной Дзабханского микроконтинента. В пользу такой интерпретации свидетельствует отсутствие гранитоидов с подобным редкоэлементным и изотопным составом на субдукционом этапе.

Все изученные островодужные интрузивные породы содержат ксеногенный циркон с ограниченным диапазоном значений возраста от 716 до 559 млн лет. Важно отметить, что ксеногенные цирконы близки по изотопному составу Hf к магматическим цирконам из тех же пород и характеризуются положительными ε_{Hf}, отражающими их ювенильный источник. Исходя из возраста ксеногенного циркона в плагиогранитоидах и габброидах ~716, 658–642, 613–611 млн лет **[12]**), кора Озерной зоны могла содержать продукты эрозии пород с позднерифейскими возрастами и деплетированными изотопными характеристиками, которые наблюдаются на сопредельных с Озерной зоной территориях. К таковым можно отнести магматические образования Баян-Хонгорского офиолитового пояса с возрастом 665–636 млн лет **[14, 15]**) и высокими положительными значениями ε_{Nd}(665)=+11.5…+4.9) **[14, 16]**.

Отсутствие в вендских интрузиях ксеногенных цирконов древнее 716 млн лет, а также ювенильные изотопные характеристики цирконов из плагиогранитоидов и габброидов подтверждают формирование вендской островной дуги Озерной зоны во внутриокеанической обстановке на значительном удалении от древних континентальных источников, подобных Байдарикскому блоку Дзабханского микроконтинента. Аналогичные выводы ранее были сделаны на основе анализа данных геологического строения и Nd изотопии вендских и раннекембрийских вулканогенных комплексов **[3, 8]**, а также U-Pb и Hf изотопии магматического и ксеногенного циркона из раннепалеозойских интрузивных ассоциаций Озерной зоны **[9–11, 13]**.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00105).

[1] *Дергунов А.Б.* Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.

[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 Asian Earth Sciences. 2002. V. 21. P. 87–104.

[3] *Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др.* Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 83–107.

[4] *Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Э.* Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне субдукции Западной Монголии // ДАН. 1995. Т. 341. № 6. С. 791–796.

[5] *Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б. и др.* Поздневендский возраст хантайширкого офиолетового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1179–1185.

[6] *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др.* Этапы и тектонические обстановки формирования комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80–92.

[7] *Jian P., Kröner A., Jahn B.-M. et al.* Zircon dating of Neoproterozoic and Cambrian ophiolites in West Mongolia and implications for the timing of orogenic processes in the central part of the Central Asian Orogenic Belt // Earth-Science Reviews. 2014. V. 133. P. 62–93.

[8] *Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др.* Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. II. Геохимические и Nd-изотопные данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 417–444.

[9] *Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П. и др.* Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 470–508.

[10] *Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С. и др.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Бумбатхаирханского ареала Озерной зоны Западной Монголии (геологические, петрохимические и геохронологические данные) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 5. С. 557–578.

[11] *Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А. и др.* Состав и возраст плагиогранитоидов южной части Озерной зоны Западной Монголии // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 11. С. 1513–1541.

[12] *Руднев С.Н., Гибшер А.С., Семенова Д.В.* Вендский островодужный интрузивный магматизм Озерной зоны Западной Монголии (геологические, геохронологические и петрохимические данные) // Геология и геофизика. 2020 (в печати).

[13] *Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А. и др.* Геохимия, Sm-Nd, Rb-Sr, Lu-Hf изотопия, условия формирования и источники плагиогранитоидов южной части Озерной зоны Западной Монголии // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 2. С. 151–174.

[14] *Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Козаков И.К. и др.* Магматизм и геодинамика ранних стадий образования Палеоазиатского океана: геологические и геохимические данные офиолитов Баян-Хонгорской зоны // ДАН. 2005. Т. 404. № 2. С. 229–234.

[15] *Jian P., Kröner A., Windley B.F. et al.* Zircon ages of the Bayankhongor ophiolite mélange and associated rocks: time constraints on Neoproterozoic to Cambrian accretionary and collisional orogenesis in Central Mongolia // Precambrian Research. 2010. V. 177. P. 162–180.

[16] *Терентьева Л.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др.* Состав, источники и геодинамика формирования пород позднерифейской Баянхонгорской офиолитовой зоны: характеристика начальных стадий развития Палеоазиатского океана // ДАН. 2008. Т. 423. № 5. С. 667–671.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 312–314

ОБ УТОЧНЕНИИ МОДЕЛИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ С УЧЕТОМ НОВЫХ ДАННЫХ

В.В. Ружич[1], Г.Я. Смольков[2], Е.А. Левина[1]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, ruzhich@crust.irk.ru, Levina@crust.irk.ru
[2] Иркутск, Институт солнечно-земной физики СО РАН, smolkov@iszf.irk.ru

Рассматривается возможность уточнения модели формирования Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) с учетом появления в последние десятки лет новых геолого-геофизических сведений, а также важных научных результатов из области небесной механики. Изучение эволюции солнечной активности (СА) и солнечно-земных связей (СЗС), климата и тектонической активности Земли показывает, что эти процессы изменяются циклично и синхронно **[1]**.

В течение многих десятков лет в публикациях российских и зарубежных ученых обсуждаются преимущественно две противоречивые модели возникновения и геодинамического развития БРЗ. Первый, более ранний, вариант – *активная двухстадийная модель*, которая основывается на представлениях о подъеме к основанию литосферы Сибирского кратона глубинного магматического плюма и его растекании в виде мантийного течения в юго-восточном направлении с инициацией растяжения земной коры **[2–4 и др.]**. Второй вариант рассматривается как *пассивная модель*, в которой привлекаются сведения о мощном рельефообразующем горизонтальном сжатии земной коры. Предполагается, что оно распространяется к северо-востоку от зоны Индо-Евразийской коллизии до БРЗ, т.е. на расстояние порядка 3–4 тыс. км. В результате это сжатие приводит к вращению Амурской, или Амурско-Китайской, плиты и рифтогенному растяжению участков земной земной коры **[5–9 и др.]**. Вместе с этими моделями возникли противоречия во взглядах исследователей по вопросам, касающимся древнего возраста и рифтогенной природы выявленной сибирскими геологами первоначально неглубокой Танхойской депрессии, рассматриваемой как наиболее древний сегмент на юге Байкальской впадины. Эти представления разделяют не все специалисты. Другие сомнения касаются выяснения существования и роли позднекайнозойского мантийного плюма под Центральной Азией и мантийных течений. В последние годы все больше недоверия вызывают выводы сторонников пассивной модели, утверждающие возможность передачи значительных по уровню деформаций на огромное расстояние между БРЗ и зоной коллизии на границе Индии и Евразии через земную кору, упругая верхняя часть которой составляет всего 10–15 км. Не лишены сомнений и представления некоторых авторов о геоструктурных признаках существования и вращения Амурской, или Амурско-Китайской, плиты **[9],** основывающиеся на интерпретации данных GPS, согласно которой выявленное изменение направления движений земной коры следует рассматривать как результат вращения этих плит.

Для снятия многих объективных противоречий мы предлагаем изучать и уточнять условия формирования БРЗ с учетом имеющихся сведений из области динамической астрономии, учитывающей воздействия гравитации на нашу планету в рамках СЗС. В настоящее время пока при подобном подходе учеными обсуждаются лишь долевые воздействия СА на эндогенные процессы в различных геосферах Земли. Это касается слабоизученной значимости теплового влияния ядра Земли на конвекцию в мантии, деформации в литосфере, а также на короткопериодную цикличность, фиксируемую в сейсмотектонических режимах. Также следует учитывать и расширять представления о том, что периоды геотектонических активизаций, длительностью порядка сотен миллионов лет, могут быть связаны с внешним гравитационным влиянием ближних галактик. Их влияние, в свою очередь, через объекты Солнечной системы трансформируется во влияние и на земные процессы. Об энергетике внутриземных наиболее важных процессов есть возможность судить по следующим данным: полная мощность диссипации энергии в мантии Земли составляет 10^{14}–10^{15} Вт, мощность из-за колебаний ядра $3.38 \cdot 10^{14}$ Вт, тогда как мощность тепловой конвекции составляет 10^{13} Вт, а сейсмических и вулканических событий – порядка 10^{10} Вт **[10].** Пока изучение СЗС сводится лишь к поиску корреляций при

использовании факторов гравитационных воздействий на Землю со стороны Солнечной системы. Установлено, что они возбуждаются синхронно и это находит отражение в синхронных вариациях их природных процессов. Если не учитывать подобные сведения, то практически невозможно выяснять механизмы и причины возникновения эндогенных и экзогенных процессов на нашей планете **[10–12].** Отсюда есть основания считать происходящие геологические рифтогенные процессы в океанах, в переходных районах и в пределах континентов, включая район Центральной Азии и БРЗ, следствием совместного влияния земных и внеземных факторов.

С изложенных позиций возникновение щелевой системы БРЗ можно рассматривать как развивающуюся межплитную мегатрещину, представленную многоуровневой системой глубинных и региональных разломов, впадин и межвпадинных перемычек. Согласно законам геомеханики, наблюдамые геоструктурные признаки формирования БРЗ соответствуют типичному рифтогенному механизму упруговязкопластической деструкции литосферной оболочки Земли под влиянием вязкого трения и растяжения при мантийных течениях. Отличительная особенность условий возникновения БРЗ в том, что она зародилась на месте механически ослабленного Танхойского крупного сегмента краевого шва Сибирского кратона вследствие подъема и растекания мантийного плюма, что во многом соответствует активной двухстадийной модели рифтогенеза. В последующие этапы происходило разрастание Байкальской глубочайшей впадины в дистальных направлениях на запад, в сторону Тункинской впадины, и на восток-северо-восток, к шовной зоне Алданского щита. В пользу подобного вывода также свидетельствует снижение возраста осадков рифтогенных впадин при удалении от Танхойского сегемента в дистальных направлениях. Установленная унаследованность рифтогенными разломами и впадинами БРЗ древних геоструктурных элементов земной коры может рассматриваться как проявление закономерной геомеханической деструкции твердой оболочки Земли **[4, 12]**. При изучении параметров режима сейсмотектонической активности в бортах впадин байкальского типа и на межвпадинных перемычках проявляются выявленные признаки пространственно-временной миграции очагов сильных землетрясений, начинающейся от юго-западной оконечности Байкала, в дистальных направлениях в сторону флангов БРЗ.

Приведенные сведения рассматриваются нами как подтверждение начального распада литосферы Центрально-Азиатского сегмента в режиме длительного упруговязкопластического горизонтального растяжения. Согласно общеизвестным данным палеогеодинамики, признаки возникновения субмеридионального сжатия и смятия литосферной оболочки в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса между южными окраинами Евразийского континента с плитами Северной Африки, Аравии и Индии развивались еще в среднепалеозойское время порядка 280–360 млн лет при формировании Альпийско-Гималайского пояса. В подобном аспекте регистрация сил горизонтального сжатия земной коры в районе Индо-Евразийской коллизии с геологических позиций может быть увязана с проявлением планетарных центробежных сил, возникающих при вариациях скорости вращения Земли и перемещений центра масс Земли, сосредоточенного в ее ядре **[1, 12, 13]**. В планетарном масштабе согласно спутниковой лазерной дальнометрии современные горизонтальные перемещения масс земной коры широтного простирания фиксируются в приэкваториальной части Земли, что имеет сходство с данными GPS **[8]**. Необходимое совершенствование модели возникновения БРЗ целесообразно осуществлять с учетом проявлений СЗС, поскольку эндогенные геологические процессы происходят при их участии в разных геосферах Земли.

[1] *Smolkov G.Ya*. On the new in study and explanation of solar-terrestrial relations // Journal of Physical Science and Application. 2018. V. 8. P. 1–9. doi:10.17265/2159-5348/2018.03.001.

[2] *Logatchev N.A., Zorin Yu.A.* Evidence and causes of twostage development of the Baikal rift // Tectonophysics. 1987. V. 143. P. 225–234.

[3] *Zorin Y.A., Mordvinova V.V., Turutanov E.K., Belichenko B.G., Artemyev A.A., Kosarev G.L., Gao S.S.* Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: Receiver function data and their possible geological implication // Tectonophysics. 2002. V. 359. P. 307–327.

[4] *Zamarayev S.M., Ruzhich V.V.* On relationships between the Baikal rift and ancient structures // Tectonophysics. 1978. V. 45. P. 41–47.

[5] *Tapponnier P., Molnar P.* Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions // Journal of Geophysical Research. 1979. V. 84. P. 3425–3455.

[6] *Petit C., Déverchère J.* Structure and evolution of the Baikal rift: A synthesis // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. V. 7. Q11016. doi:10.1029/2006GC001265.

[7] *Calais E., Vergnol M., Sankov V., Lukhnev A., Miroshnichenko A., Amarzhargal S., Déverchère J.* GPS measurements of crustal deformation in Baikal-Mongolia (1994–2002): implications for modern kinematics of Asia // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108. 2501. doi:10.1029/2002JB002373.

[8] *Vergnolle M., Calais E., Dong L.* Dynamics of continental deformation in Asia // Journal of Geophysical Research. 2007. V. 112. B11403. doi:10.1029/2006JB004807.

[9] *Zonenshain L.P., Savostin L.A.* Geodynamics of Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // Tectonophysics. 1981. V. 76. P. 1–45.

[10] *Smolkov G.Ya., Barkin Yu.V.* Towards a systemic and interdisciplinary study of solar-terrestrial connections // Works of the colloquium “Cosmic factors of the evolution of the biosphere and geosphere” (May 21–23, 2014, Moscow, GAISH). Saint Petersburg: VVM, 2014. P. 162–179.

[11] *Ружич В.В.* Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.

[12] *Ружич В.В., Смольков Г.Я., Левина Е.А.* Объяснение проявлений солнечно-земных связей в сейсмогеодинамике // Триггерные эффекты в геосистемах: Тезисы докладов V Международной конференции (Москва, 4–7 июня 2019 г.). М: ГЕОС, 2019. С. 172–173.

[13] *Ruzhich V.V., Levina E.A.* Features of distribution of seismic activity in different regions of Earth over phases of the 11-year solar cycle // Solar-Terrestrial Physics. 2020. V. 6. P. 93–101. doi:10.12737/stp-60120211.

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

2020. Выпуск 18. С. 315–317

ВОЗРАСТ ГНЕЙСОГРАНИТОВ МАМСКО-ЧУЙСКОГО СЛЮДОНОСНОГО РАЙОНА (СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОЕ НАГОРЬЕ): ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Е.Ю. Рыцк[1], А.А. Андреев[2], Е.В. Толмачева[1], С.Д. Великославинский[1], А.Н. Ларионов[3], А.М. Федосеенко[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
[3] Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского

В реконструкции тектонической эволюции южной части Сибирского кратона важное значение имеет решение вопросов возраста гранитоидов и метаморфических комплексов Мамско-Чуйского слюдоносного района, который является частью Байкало-Патомского складчатого пояса (БПП) **[1, 2** и др.**]**. Традиционные представления о геологическом строении этого района в последнее время переживают серьезную трансформацию. Метаморфический комплекс Мамского «синклинория» позднего докембрия в полном объеме включен в состав палеопротерозойского фундамента БПП **[1]**. Геохронологическим подтверждением такого решения являются U-Pb оценки возраста по циркону гнейсогранитов Слюдянкинского (2073±41 млн лет **[2]**) и Кочектинского (2042±3 млн лет, неопубликованные данные Е.Б. Сальниковой, Е.Ю. Рыцка и Г.Л. Митрофанова с коллегами) массивов – «штоков» в верховьях р. Слюдянка, которые считались «реоморфическими» и вместе с угольканскими гнейсогранитами Чуйского выступа (2020±12 млн лет **[2]**) включались в «чуйский» комплекс наиболее древних гранитоидов БПП **[2]**. При этом немногочисленные геохронологические свидетельства также указывают на палеозойский возраст **[3** и др.**]** гранитоидов «мамско-оронского» комплекса Мамской зоны, за исключением гнейсовидных гранитов бассейна р. Чая **[4]**, оценка возраста которых 421±15 млн лет, полученная на графике с конкордией для группы цирконов сложного строения по нижнему пересечению дискордии, не является корректной.

Принимая во внимание неоднозначность представлений о возрасте гранитоидов Мамско-Чуйского слюдоносного района БПП, нами выполнены U-Pb геохронологические исследования «мамских гнейсогранитов», которые локализованы в поле высокотемпературной кианит-силлиманитовой и кианит-альмандиновой субфаций амфиболитовой фации регионального метаморфизма **[5]** и традиционно относились к первой фазе «мамско-оронского» комплекса Мамской зоны. Типовые гнейсограниты этой фазы образуют плитообразные массивы, вытянутые согласно простиранию сланцеватости вмещающих метаморфических пород. Пробы отбирались в бассейне р. Мочикит на фланге наиболее протяженного плитообразного массива, вытянутого согласно общему северо-восточному простиранию структур Мамской зоны от верховьев р. Правый Мочикит до долины р. Тукулах на 60 км и сложенного мелкозернистыми Bt гранитогнейсами и жильными телами пегматоидных гранитов.

По соотношению SiO_2 и (Na_2O+K_2O) гранитоиды Мамской зоны соответствуют породам нормальной щелочности, а по соотношению SiO_2 и K_2O – высококалиевой известково-щелочной серии. В распределении химических элементов, нормированных к примитивной мантии, отмечаются типичные для А-гранитов Sr- и Ti-минимумы, а также отрицательная Ta-Nb аномалия. Распределение РЗЭ варьируется от умеренного до дифференцированного ($(La/Yb)_N$=6.3–22.0), для большинства образцов характерна отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu*=0.4–1.0). В целом, геохимические характеристики исследованных гранитоидов практически одинаковы с рапакивиподобными гранитами кодарского комплекса.

Геохронологические исследования отдельных зерен циркона биотитовых гнейсо-гранитов (проба 7-1-19) выполнены на ионном микрозонде SHRIMP–II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике **[6]**. Циркон представлен двумя типами. Первый из них включает субидиоморфные кристаллы и

ксеноморфные зерна с корродированной поверхностью (Ку=1.5–3.0; длина 150–300 мкм) и их обломки, состоящие из ядер и одной или двух оболочек. В кристаллах с двумя оболочками поверхности внутренних оболочек и ядер несут следы коррозии. Зерна циркона второго типа более редкие и имеют простое строение, иногда содержат реликты ядер с осцилляторной зональностью и представлены идиоморфными длиннопризматическими кристаллами (Ку=5.0–6.0; длина 400 мкм) с относительно высокими концентрациями урана.

В ядрах сложных цирконов первого типа наблюдаются расплавные полностью раскристаллизованные включения, а в оболочках находятся только первичные субмикроскопические флюидные включения, что указывает соответственно на их магматическое и метаморфическое происхождение.

По данным U-Pb геохронологического изучения отдельных зерен циркона (SIMS) получено более десяти конкордантных изотопных оценок возраста. Средневзвешенное значение $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраста магматических ядер циркона, отвечающее возрасту кристаллизации магматического протолита гнейсогранитов, – 1873±8 млн лет (СКВО=0.097). Эта оценка возраста на рубеже 1.83 млрд лет коррелирует со временем формирования рапакивиподобных гранитов кодарского комплекса (1873±2 – 1876±4 млн лет **[7]**) в Чаро-Олекминском блоке Алданского щита.

Метаморфические оболочки и кристаллы метаморфического циркона второго типа характеризуются преимущественно дискордантными значениями возраста, и только два определения позволяют оценить возраст наложенного метаморфического события в 371±4 млн лет (СКВО=0.51). Учитывая данные о возрасте пегматитов Колотовского месторождения 322±5 млн лет **[3]**, можно полагать, что глубокая метаморфическая переработка палеопротерозойского протолита гранитогнейсов Мамской зоны протекала синхронно со сдвиговыми деформациями и образованием мамских пегматоидных гранитов и пегматитов на рубежах 0.37 и 0.32 млрд лет. В результате на месте Мамской зоны, строение которой не имеет ничего общего с «синклинорием», был сформирован пакет тектонических пластин, ограниченный шовными зонами. Гнейсограниты палеопротерозойского возраста локализованы только в отдельных пластинах этого тектонического пакета, насыщенного палеозойскими пегматоидными гранитами.

Следует отметить, что в работе Л.И. Салопа **[8]** допускалось включение гнейсогранитов и вмещающих их метаморфических пород на северо-западе Мамской зоны в состав раннего докембрия Чуйского выступа. Однако никем не опровергнутое залегание рифейских базальных горизонтов мамского комплекса на палеопротерозойских образованиях Чарвинской и Когандинской купольных структур, рассмотренное в **[8]**, вместе с фактом избирательной локализации палеопротерозойских гнейсогранитов в строении Мамской зоны показывает, что включение всего мамского метаморфического комплекса в состав раннедокембрийского фундамента Байкало-Патомского складчатого пояса не вполне обосновано.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00724) и госзаданий (НИР ИГГД РАН 0153-2019-0001; НИР ИГЕМ РАН 0136-2018-0026 лаборатории редкометалльного магматизма), а также Фонда развития отечественной геологии (г. Санкт-Петербург).

[1] *Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49-Киренск. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2010. 648 с.

[2] *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др.* Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.

[3] *Неймарк Л.А., Соколов Ю.М., Друбецкой Е.Р. и др.* Возраст регионального метаморфизма и мусковитового пегматитообразования в Мамско-Бодайбинском прогибе (Байкальская горная область) // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций: Тезисы докладов. Киев: Наукова думка, 1990. С. 130–131.

[4] *Зорин Ю.А., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П. и др.* Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны // ДАН. 2008. Т. 423. № 2. С. 228–233.

[5] *Великославинский Д.С., Казаков А.Н., Соколов Ю.М.* Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 225 с.

[6] *Williams I.S. et al.* U–Th–Pb geochronology by ion microprobe // Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.

[7] *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.

[8] *Салоп Л.И.* К стратиграфии и тектонике докембрия Мамско-Чуйского слюдоносного района (Северо-Байкальское нагорье) // Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. 1974. Т. 199. С. 83–143.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 318–320

ВОЗРАСТ И КОРОВЫЕ ИСТОЧНИКИ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРНОГО АРЕАЛА АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА (ТЕЛЬМАМСКИЙ И АНГАРАКАНСКИЙ МАССИВЫ): НОВЫЕ U-Pb (ID TIMS; SIMS) И Nd-ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Е.Ю. Рыцк[1], Е.Б. Сальникова[1], А.А. Андреев[2], Е.С. Богомолов[1], Е.В. Толмачева[1], С.Б. Великославинский[1], Н.В. Родионов[3], А.М. Федосеенко[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
[3] Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского

Ангаро-Витимский батолит большинством исследователей представляется в виде гигантского ареал-плутона, образованного в единый период времени позднего палеозоя различными по составу гранитоидами, которые выделяются в ряд интрузивных комплексов **[1] –** чивыркуйский, витимканский, баргузинский и конкудеро-мамаканский. Все гранитоиды батолита локализованы в складчатых структурах Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП). Однако только на севере Байкальской складчатой области значительная часть гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса, принадлежащая батолиту, «проникает» в краевую часть кратона. С учетом дискуссионности возраста и источников палеозойского гранитоидного магматизма этого региона **[2, 3 и др.]** нами изучены гранитоиды Тельмамского и Ангараканского массивов конкудеро-мамаканского и баргузинского комплексов, расположенные в пограничной области между кратоном и ЦАПП.

Тельмамский массив находится в междуречье Витим – Мамакан в пределах Тамаракского палеоподнятия **[4]** на границе между кратоном и рифтогенными структурами Байкало-Муйского пояса. Гранитоиды Тельмамского массива характеризуются широким разбросом изотопных оценок возраста по циркону от позднего докембрия до позднего палеозоя, что допускает присутствие в его составе раннепалеозойских гранитоидов, флюидные системы которых можно было бы связать с продуктивным этапом золотого оруденения Ленской провинции на рубеже 440 млн лет **[5]**.

В восточной части Тельмамского массива широко развиты биотитовые и, реже, биотит-амфиболовые, в различной степени порфировидные гранитоиды массивного крупно- и среднезернистого сложения. В западной и краевой части массива массивные гранитоиды тесно ассоциируют с лейкократовыми гнейсовидными биотитовыми гранитами, а в центральной части порфировидные гранитоиды прорываются розоватыми калишпатовыми лейкократовыми гранитами Синьского массива, которые считаются поздней фазой конкудеро-мамаканского комплекса **[3]**, вероятно, как и крупные штоки крупнозернистых порфировидных биотитовых гранитов, локализованные вдоль южной тектонической границы Тамаракского палеоподнятия и Байкало-Муйского пояса. Пограничную тектоническую зону шириной до 3 км маркируют гнейсовидные граниты, гнейсограниты и апогранитные бластомилониты. Для геохронологического изучения выбраны гнейсовидные граниты в бассейне Правого Мамакана, образованные полосами и линзами мелкозернистого кварц-плагиоклазового агрегата в более крупнозернистом кварц-полевошпатовом базисе гранитов.

Из гнейсовидных гранитов (проба 9-1/18) выделен четко зональный короткопризматический циркон магматического облика, включающий в различной степени переработанные ядра с фрагментами сохранившейся тонкой зональности. В результате изотопного изучения отдельных зерен циркона на ионном микрозонде SHRIMP–II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике **[6]**, после отбраковки анализов с высоким содержанием обычного свинца и высокой дискордантностью, получена выборка из 21 значения, включающая две возрастные группы. К первой из них относятся близкие друг другу конкордантные значения возраста 307±2 млн лет (СКВО=0.41), отвечающие большинству зональных магматических цирконов (n=16). Вторая группа значений воз-

раста 592±9 млн лет характеризует захваченные ядра в цирконах, оценка возраста которых соответствует возрасту 590±5 млн лет риолитов падринского палеорифтового комплекса Байкало-Муйского пояса **[7]**. С полученной оценкой возраста согласуются и LA-SF-ICP-MS данные для лейкократовых гнейсогранитов северной части этого массива в бассейне р. Бисяга 300–314 млн лет **[1]**.

Порфировидные и гнейсовидные Bt-Amf и Bt граниты и граносиениты Ангараканского массива традиционно относятся к баргузинскому комплексу и изучены в районе Северо-Муйского туннеля, который отличается наибольшей мощностью гранитоидов в разрезе верхней коры региона **[8]**. Имеющиеся данные о позднепалеозойском возрасте гранитоидов этого района варьируются со значительной погрешностью в широком диапазоне ($^{206}Pb/^{238}U$) 277–316 млн лет **[2]**. Циркон выделен из пробы (3-1/18) субщелочного гранита ($Na_2O \geq K_2O$), который относится к наиболее ранней интрузивной фазе баргузинского комплекса в районе Северо-Муйского туннеля.

Для U-Pb геохронологических исследований (ID-TIMS), выполненных в ИГГД РАН по методике **[9]**, отобраны микронавески (16–17 зерен) игольчатых кристаллов циркона из фракций 50–75, 75–100 и ≥100 мкм. Изученный магматический циркон характеризуется минимальной дисконкордантностью U/Pb отношений, а рассчитанный конкордантный возраст соответствует значению 312±1 млн лет (СКВО=1.14, вероятность 0.29), которое интерпретируется как время кристаллизации субщелочного гранита баргузинского комплекса района Северо-Муйского туннеля. Полученное значение является одним из достоверно древних оценок возраста баргузинских гранитоидов батолита **[10]**.

Согласно результатам Nd-изотопного изучения, гранитоиды Тельмамского и Ангараканского массивов имеют пониженные относительно среднекоровых Sm/Nd отношения, подобно большинству позднепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Гранитоиды Тельмамского массива характеризуются позднепалеопротерозойским модельным возрастом t(DM-2) в диапазоне 1.9 – 1.7 млрд лет и слабоотрицательными значениями параметра єNd(t) – от –10.6 до –7.6. Для гранитоидов поздней фазы конкудеро-мамаканского комплекса в пределах Тамаракского палеоподнятия установлены архейские модельные возрасты t(DM-2) 2.9–3.0 млрд лет и низкие значения єNd(t) в диапазоне от –22.3 до –23.1, которые указывают на источник в фундаменте кратона. Гранитоиды Ангараканского массива отличаются преобладанием значений t(DM-2) в диапазоне 1.6–1.4 млрд лет и низкими отрицательными значениями єNd(t) от –6.2 до –3.7. Подобный Nd-изотопный состав выявлен и в гнейсовидных гранитах южной краевой части Тельмамского массива.

Сравнивая изотопный состав гранитоидов баргузинского, чивыркуйского и витимканского комплексов Ангаро-Витимского батолита с новыми Nd-изотопными данными, можно отметить общее соответствие изотопного состава гранитоидов батолита и Тельмамского массива, что свидетельствует о сходстве континентальной коры Баргузино-Витимского массива ЦАПП и Тамаракского палеоподнятия краевой части кратона. Существенное отличие изотопного состава гранитоидов Ангараканского массива нуждается в доизучении, однако, скорее всего, мезопротерозойские оценки модельного возраста связаны с формированием родоначальных расплавов в области, где в байкальскую эпоху были проявлены процессы смешения палеопротерозойской коры Баргузино-Витимского массива с ювенильными компонентами коры Байкало-Муйского пояса.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00724) и госзаданий (НИР ИГГД РАН 0153-2019-0001; НИР 0136-2018-0026 лаборатории редкометалльного магматизма ИГЕМ РАН, а также Фонда развития отечественной геологии (г. Санкт-Петербург).

[1] *Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д.* Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 395–418.

[2] *Бухаров А.А., Халилов В.А., Страхова Т.М., Черников В.В.* Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным уран-свинцового датирования акцессорного циркона // Геология и геофизика. 1992. Т. 33. № 12. С. 29–39.

[3] *Перевалов О.В., Срывцев Н.А.* Очерки по региональной геологии России. Вып. 9. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2013. 276 с.

[4] *Казакевич Ю.П., Шер С.Д. Жаднова Т.П.* и др. Ленский золотоносный район. Т. 1. Труды ЦНИГРИ. Вып. 85. М.: Недра, 1971. 164 с.

[5] *Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В.* и др. Этапы формирования крупномасштабной благороднометалльной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия): результаты изотопно-геохронологического изучения // ДАН. 2007. Т. 415. № 2. С. 236–241.

[6] *Williams I.S. et al.* U–Th–Pb geochronology by ion microprobe // Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.

[7] *Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеенко А.М.* Вендский (590±5 млн лет) возраст падринской серии Байкало-Муйского складчатого пояса: U-Pb данные по циркону // ДАН. 2004. Т. 397. № 4. С. 517–519.

[8] *Турутанов Е.Х.* Ангаро-Витимский батолит: форма и размеры по гравиметрическим данным // ДАН. 2011. Т. 440. № 6. С. 815–818.

[9] *Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др.* Верхняя возрастная граница формирования протолитов метаосадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) //ДАН. 2018. Т. 479. № 4. С. 412–416.

[10] *Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В. и др.* Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты U-Pb геохронологических исследований // ДАН. 2012. Т. 444. № 2. С. 184–189.

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

2020. Выпуск 18. С. 321–322

ВОЗРАСТ И КОРОВЫЕ ИСТОЧНИКИ ГРАНИТОИДОВ ЧУЙСКОГО ВЫСТУПА БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО ПОЯСА: НОВЫЕ U-Pb (ID TIMS) И Nd-ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Е.Ю. Рыцк[1], Е.Б. Сальникова[1], А.А. Андреев[2], А.Б. Котов[1], С.Д. Великославинский[1], Е.С. Богомолов[1], А.М. Федосеенко[1], А.А. Иванова[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

Южно-Сибирский магматический пояс объединяет субконтинентальные вулканоплутонические комплексы и крупные батолиты гранитоидов, образованные в относительно короткий период времени 1.88–1.84 млрд лет в краевой части Сибирского кратона **[1–5 и др.]**. Одним из недостаточно изученных батолитов этого пояса является Чуйско-Витимский массив в междуречье Мамы и Витима, занимающий большую часть площади Чуйского выступа раннедокембрийского фундамента кратона. Гранитоиды массива не имеют надежной изотопной оценки возраста и отличаются тотальным развитием протокластических структур, связанных с наложенными покровно-складчатыми деформациями **[6]**.

Чуйско-Витимский массив сложен лейкократовыми средне- и крупнозернистыми, нередко пегматоидными двуполевошпатовыми гранитами, включающими жильные тела Bt-Mу пегматитов. По своим петрогеохимическим параметрам гранитоиды массива весьма близки к субпластовым гнейсогранитам Мамской зоны и рапакивиподобным гранитам кодарского комплекса Чарского блока.

Циркон выделен из типичных протокластических крупнозернистых гранитоидов одного из береговых обнажений р. Витим (проба N13-2/19). Строение зерен циркона предварительно изучалось в проходящем свете и в режиме катодолюминесценции. Циркон представлен субидиоморфными и идиоморфными прозрачными кристаллами призматического и короткопризматического габитуса вишневой и бледно-вишневой окраски. В режиме катодолюминесценции наблюдаются тонкая зональность, секториальность, а также реликты унаследованных ядер.

Геохронологическое U–Pb исследование циркона выполнено в ИГГД РАН по методике (ID TIMS), приведенной в **[7]**. Для U-Pb исследования использованы три микронавески (6–15 зерен) наиболее «чистого» циркона из размерной фракции 75–100 мкм, одна из которых была подвергнута предварительной аэроабразивной обработке **[7].** Точки изотопного состава циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1872±9 млн лет (СКВО=0.59, нижнее пересечение – 513±160 млн лет). Полученная оценка возраста 1872±9 млн лет магматического циркона интерпретируется как время кристаллизации гранитоидов Чуйско-Витимского массива и не отличается от возраста протолита гнейсогранитов плитообразных субпластовых массивов Мамской зоны 1873±8 млн лет (данные в настоящем сборнике) и возраста рапакивиподобных гранитов кодарского комплекса Чаро-Олекминского блока Алданского щита 1875±5 млн лет **[3]**.

Новые данные позволяют уточнить состав комплексов палеопротерозойских гранитоидов в северной части Байкальской горной области. Изученные гранитоиды Чуйско-Витимского массива, относившиеся к «чуйско-нечерскому» комплексу гранитоидов Тонодского и Нечерского поднятий с возрастом 1.85–1.84 млрд лет **[8]**, могут рассматриваться в составе «чуйско-кодарского» комплекса гранитоидов с возрастом 1.87 млрд лет, впервые выделенного еще Л.И. Салопом (1967). При этом за синметаморфическими гнейсогранитами Чуйского выступа и «реоморфическими» гнейсогранитами массивов – «штоков» Мамской зоны – с оценками возраста 2020±12 и 2073±41 млн лет **[2]** следует сохранить традиционное наименование «угольканский комплекс», отказавшись от объединения наиболее древних палеопротерозойских гранитоидов региона в «чуйский» комплекс.

Согласно Nd-изотопным данным, палеопротерозойские гранитоиды Чуйско-Витимского массива характеризуются архейскими значениями $t_{Nd}(DM_2)$=2.8 млрд лет, которые близки к мо-

дельным параметрам более молодых гранитоидов Кевактинского массива Тонодского выступа с $t_{Nd}(DM_2)$=2.8–3.1 млрд лет (по **[5]**) и несколько отличаются от одновозрастных гнейсогранитов Мамской зоны, имеющих палеопротерозойские значения модельного возраста – $t_{Nd}(DM_2)$= =2.4–2.6 млрд лет. Предшествующие эпохе батолитов Южно-Сибирского пояса гранитоиды бассейна р. Чаи (по **[9]**) и гнейсограниты купольных массивов краевой части Мамской зоны имеют более молодой палеопротерозойский модельный возраст $t_{Nd}(DM_2)$=2.2–2.3 млрд лет при положительных значениях параметра εNd(t). Новые Nd-изотопные данные дополняют ранее сделанные выводы об источниках всех этих гранитоидов **[5, 10]** и, на наш взгляд, подчеркивают ведущее значение среди них анатектических коровых магм, образованных в результате плавления позднеархейских и палеопротерозойских магматических и супракрустальных осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов различного состава Чуйского выступа и Мамской зоны. Огромный объем кислых расплавов Южно-Сибирского магматического пояса в целом обусловлен масштабным внутриплитным растяжением древней континентальной коры, очевидно не связанным с предшествующими аккреционно-коллизионными процессами.

Работа выполнена в рамках госзаданий ИГГД РАН (НИР 0153-2019-0001), лаборатории редкометалльного магматизма ИГЕМ РАН (НИР 0136-2018-0026), а также при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00724) и Фонда развития отечественной геологии (г. Санкт-Петербург).

[1] *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З. и др.* Новые данные о возрасте пород акитканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb датирования цирконов // ДАН. 1991. Т. 320. № 1. С. 182–186.

[2] *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др.* Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.

[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] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др.* Синметаморфические гранитоиды (~490 млн лет) – индикаторы аккреционной стадии в эволюции Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 371–389.

[5] *Ларин А.М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.

[6] *Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49-Киренск. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2010. 648 с.

[7] *Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др.* Верхняя возрастная граница формирования протолитов метаосадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) // ДАН. 2018. Т. 479. № 4. С. 412–416.

[8] *Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др.* Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 3–15.

[9] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др.* Палеопротерозойские гранитоиды чуйского и кутимского комплексов: возраст, петрогенезис и геодинамическая природа // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 371–389.

[10] *Донская Т.В.* Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона: Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2019. 40 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 323–325

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ВЕНДСКОГО И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА И ГЕТЕРОХРОННОГО АМФИБОЛИТОВОГО И ВЫСОКОБАРИЧЕСКОГО МЕТАМОРФИЗМА НА ВОСТОКЕ ЮЖНОГО УРАЛА И МУГОДЖАР

А.В. Рязанцев[1], Б.Г. Голионко[1], А.В. Пилицына[1], Н.А. Каныгина[1], А.В. Травин[2]

[1] Москва, Геологический институт РАН, avryazan51@mail.ru
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, travin@igm.nsc.ru

В восточных структурных зонах Южного Урала и Мугоджар широко распространены средне- и позднепалеозойские гранитоидные плутоны (Гранитная ось Урала), окруженные гнейсово-амфиболитовыми комплексами, возраст которых является дискуссионным. В результате проведенных исследований установлено широкое распространение магматических комплексов вендского и раннепалеозойского возраста, отражающих ранние этапы эволюции уральской части Палеоазиатского океана. В этих комплексах проявлен среднепалеозойский высокобарический и амфиболитовый метаморфизм, связанный с разными геодинамическими обстановками.

На востоке складчатого пояса Урала проявлены складки нескольких генераций, отражающие сложную структурную эволюцию комплексов. Талдыкская антиформа на западе Восточно-Мугоджарской зоны перекрывается аллохтоном Магнитогорской антиформы, а на востоке – аллохтонными комплексами Балкымбайского грабена. В разрезе метаморфических комплексов антиформы выделяются две серии: нижняя – южномугоджарская, в которой преобладают мигматизированные амфиболиты, и верхняя – талдыкская, сложенная кварцитами, кварц-слюдяными и кианитовыми сланцами, гнейсами, лептинитами **[5]**. Серии прорваны гранитогнейсами милысайского комплекса. Наиболее высокое структурное положение имеет кварцитофиллитовая толща палеозойского возраста. На крыльях антиформы присутствуют мелкие офиолитовые аллохтоны. Все породы подверглись метаморфическим преобразованиям в условиях амфиболитовой фации, в редких случаях более высоких ступеней **[1, 2, 6, 7]**. Метаморфические породы прорваны ащисайским ранне- и среднекаменноугольным (?) гранитным плутоном.

Среди амфиболитов южномугоджарской серии присутствуют линзы мраморов с рифейскими акритархами **[2, 5]**. Современные геохронологические данные по возрасту метаморфических пород отсутствуют. Имеется ряд K–Ar датировок, которые характеризуются большим разбросом **[5]**. Геохронологические данные по цирконам (U-Pb TIMS) сами авторы этих исследований **[3, 4]** расценивают как предварительные.

Амфиболиты южномугоджарской серии образованы, вероятно, за счет как магматических, так и осадочных пород. По химическому составу породы отвечают низко- и умеренно-калиевым базальтам и андезибазальтам толеитовой серии, а по содержанию рассеянных элементов близки к островодужным образованиям. Среди амфиболитов отмечаются тела эклогитов (тулепсайский комплекс), для которых типичны симплектитовые срастания диопсида и плагиоклаза вокруг реликтов омфацита. Омфацит содержит 24–39 % жадеитового минала. Гранат (Prp. 19–33 %; Alm. 45–55 %; Grs. 16–26 %) представлен мелкими однородными зернами. Амфибол представлен магнезиогастингситом. Параметры метаморфизма пород на околопиковой стадии предварительно могут быть оценены как *P* 14–16 кбар; *T* 700–800 °C. Из эклогитов выделены цирконы с бесструктурными метаморфическими ядрами и метаморфическими каймами. В ядрах сохраняются единичные участки с осцилляторной зональностью. Данные по всем участкам цирконов близки и, в целом, представляют значение, характеризующее метаморфизм – 374±3 млн лет (SHRIMPII).

В структуре Милысайского массива гранитогнейсов преобладают породы, состав которых отвечает гранитам, реже диоритам. На диаграмме Rb–(Y+Nb) составы пород милысайского комплекса располагаются в полях гранитов вулканических дуг и внутриплитных гранитов. Из амфибол-биотитовых гранитогнейсов вблизи границы южномугоджарской и талдыкской серий выделены длиннопризматические цирконы с магматической зональностью. По 11 точкам полу-

чено значение возраста протолита 545±4 млн лет (SHRIMPII). Из этих же пород ^{40}Ar-^{39}Ar методом по КПШ получено значение возраста амфиболитового метаморфизма 328±6 млн лет.

Из гранатовых гранитогнейсов вблизи подошвы офиолитового аллохтона выделены короткопризматические цирконы с ядрами, имеющими осцилляторную зональность, и метаморфическими каймами, обогащенными ураном. По ядрам получено значение возраста протолита 489±3 млн лет (SHRIMPII), а по каймам возраст преобразований – 381±2 млн лет.

Из гранитогнейсов вблизи границы Балкымбайского грабена выделены короткопризматические цирконы, по магматическим ядрам которых получен возраст протолита (LA-ICP-MS) 521±14 млн лет, а по бесструктурным прозрачным каймам – возраст метаморфизма 375±5 млн лет.

Структурно выше гранитогнейсов на восточном крыле антиформы с тектоническим контактом залегает толща кварцитов и метаграувакковых биотит-кварц-полевошпатовых сланцев – фрагмент широко распространенной в регионе кварцитосланцевой толщи. Конкордатные значения возрастов обломочных цирконов из кварцитов находятся преимущественно в двух диапазонах – 454–569 млн лет с максимумом 519 млн лет и 637–732 млн лет с максимумом 669 млн лет. Полученные возрастные спектры и корреляция с палеозойскими комплексами позволяют предположить раннепалеозойский, возможно ордовикский, возраст толщи. Вместе с тем возрастной спектр имеет значительные отличия от спектров детритовых цирконов ордовикских толщ, распространенных в восточных зонах Урала **[8]**.

На западном крыле Талдыкской антиформы протягиваются узкие – менее 300 м – аллохтоны, сложенные серпентинизированными дунитами и гарцбургитами, с линзами и будинами гранатовых пироксенитов. Состав гранатовых пород отвечает базальтам, андезибазальтам, андезитам и трахиандезитам толеитовой и известково-щелочной серий. Большинство разностей имеет состав, типичный для пород надсубдукционного генезиса. В них отмечаются высокотемпературные и высокобарические парагенезисы. С метасоматитами по ультрабазитам связаны месторождения антофиллит-асбеста. В кварцитосланцевых толщах, подстилающих аллохтоны, локализуются месторождения кианита. В гранатовых пироксенитах преобладают гранат (Prp. 34–37 %; Alm. 43–46 %; Grs. 16–21 %), пироксен (En. 43–44 %; Fs. 8–10 %; Wo. 47 %), чермакитовый амфибол. Для этих пород устанавливались параметры метаморфизма P=10.3–13.0 кбар, T=620–650 °C **[2]**. Из гранатовых пироксенитов выделены коротко- и длиннопризматические цирконы, возраст магматических ядер которых соответствует 558±3 млн лет (SHRIMPII).

Структуры метаморфических комплексов дискордантно секутся пегматитовыми жилами, образующими поля, с которыми связаны месторождения мусковита. КПШ из пегматитов имеет ^{40}Ar-^{39}Ar возраст 327±5 млн лет. Формирование пегматитов связано с анатексисом при амфиболитовом метаморфизме **[2]** и, по-видимому, близко к времени внедрения Ащисайского гранитного плутона.

В Восточно-Уральской мегазоне, восточнее средне- и позднепалеозойского Суундукского гранитного массива, нами выделено два метаморфических комплекса. Зеленодольский комплекс представлен гранитогнейсами, а кусаканский – гнейсами и кристаллическими сланцами по вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам и кварцитами. Для гранитогнейсов зеленодольского комплекса получена оценка возраста протолита 478±5 млн лет, для гнейсов кусаканской свиты, образованным по туфам высокоглиноземистых дацитов, – 529±6 млн лет.

Полученные данные позволяют реконструировать в восточных зонах Южного Урала и Мугоджар фрагменты вулканоплутонического пояса, сформированного на активной континентальной окраине в венде – раннем палеозое **[8]**. В Восточных Мугоджарах установлен офиолитовый комплекс, представляющий фрагмент вендской океанической коры. Возраст эклогитового метаморфизма тулепсайского комплекса (374±2 млн лет) и гранитогнейсов (375±5 млн лет) близок к значениям возраста одной из стадий метаморфизма максютовского UHP эклогит-глаукофансланцевого комплекса (375.1±1.8 млн лет) **[10]**. Формирование тулепсайского и максютовского комплексов, по-видимому, отражает одни и те же геодинамические обстановки при коллизии дуга – континент в девоне. К этому же этапу относятся значения метаморфизма, установленные по обогащенным ураном метаморфическим каймам цирконов в гранитоидах милысайского комплекса – 381±2 млн лет. Амфиболитовый метаморфизм в Талдыкской антиформе, имеющий раннекаменноугольный возраст, и внедрение каменноугольных гранитных плутонов связаны с развитием активной континентальной окраины **[9]**.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00308), в рамках госзадания 0135-2019-0049.

[1] *Бирюков В.М.* Высокобарические комплексы подвижных поясов. М.: Наука, 1988. 207 с.
[2] *Ефимов И.А., Бурд Г.И.* Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых глубинных пород докембрия Мугоджар // Советская геология. 1970. № 11. С. 36–89.
[3] *Краснобаев А.А., Давыдов В.А.* Цирконовая геохронология Талдыкского блока Мугоджар // ДАН. 1999. Т. 366. № 1. С. 95–99.
[4] *Краснобаев А.А., Баянова Т.Б.* Новые данные по цирконовой геохронологии Талдыкского блока Мугоджар // Ежегодник-2005. Екатеринбург: Изд-во Института геологии и геохимии УрО РАН, 2006. С. 297–300.
[5] *Миловский А.В., Гетлинг Р.В., Зверев А.Т., Рошкован Г.Р., Свальнова В.И.* Докембрий и нижний палеозой Западного Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1977. 268 с.
[6] *Русин А.И.* Китарсайская эклогит-перидотитовая ассоциация Мугоджар // Ежегодник ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1996. С. 99–103.
[7] *Русин А.И.* Метаморфические комплексы Урала и проблема эволюции метаморфизма в полном цикле развития литосферы подвижных поясов: Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 48 с.
[8] *Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е., Романюк Т.В., Толмачева Т.Ю., Белоусова Т.А.* Реконструкция активной венд-кембрийской континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород // Геотектоника. 2019. № 4. С. 43–59.
[9] *Ферштатер Г.Б.* Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
[10] *Glodny J., Bingen B., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A.* Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: The Maksyutov Complex, southern Urals, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. V. 66. P. 1221–1235.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 326–327

ЭВОЛЮЦИЯ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА НА ПРИМЕРЕ УДОКАНСКОГО ЛАВОВОГО ПЛАТО

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 РАН, amk@igem.ru

Удоканское лавовое плато (УЛП), входящее в семейство кайнозойских вулканических областей Центрально-Азиатского региона, представляет собой пример многоэтапного развития вулканической области начиная от среднего миоцена (14 млн лет) и заканчивая олигоценом (9 тыс. лет) **[1]**, сопровождающегося изменением вещественного состава продуктов магматизма, достигающих состава трахитов.

Базальты УЛП по своему химическому составу образуют непрерывный переход от кремнедифицитных щелочных базальтов (базанитов, меланефелинитов) к толеитовым базальтам. Наблюдаемая дисперсия составов, как на TAS-диаграмме, так и на диаграммах, иллюстрирующих вариации петрогенных элементов, обусловлена четырьмя причинами: участием в образовании расплавов различных мантийных источников, различными *P-T* параметрами плавления, фракционной кристаллизацией, контаминацией коровым материалом.

Влияние коровой контаминации, имеющей свое проявление в изменении изотопных характеристик Nd и Sr, наиболее существенно сказалось на эволюции вещественного состава вулканитов в ряду трахиандезибазальты – трахиты. Магматическая эволюция, формировавшая этот ряд, протекала на малоглубинном уровне в области стабильности плагиоклаза. Этот уровень находился выше границы кора – мантия, что обусловило привнос корового вещества в расплав. В породах базитового ряда эффект контаминации выражен слабо.

Эффект фракционной кристаллизации в базитах связан в основном с кристаллизацией оливина и клинопироксена. Проведенный анализ химического состава оливина для ряда образцов базальтов позволил оценить температурную последовательность кристаллизации оливинов **[2]**, согласующуюся с изменением химического состава пород, из которых эти оливины были выделены. Максимальная оценка температуры кристаллизации оливина составляет 1350 °С. При этом в выборке образцов, по которым проводилась оценка температуры, выделяется две группы, образующие низкотемпературную и высокотемпературную последовательности. Группа с низкотемпературной последовательностью отвечает толеитовым базальтам. Группа с высокотемпературной последовательностью отвечает щелочным базальтам.

Максимальная оценка давления, полученная на основе состава клинопироксенов **[2]**, отвечающих условиям равновесия с несущими их породами, составляет 9 кбар.

На диаграмме в координатах La/Sm-Sm/Yb (рисунок), характеризующей глубину зарождения расплавов и потенциальную температуру, инициирующую плавление в мантии, составы толеитовых базальтов, согласно модельным оценкам **[3]**, отвечают меньшим глубинам сегрегации расплавов (>13 кбар) относительно щелочных расплавов (<14 кбар). Согласно этим же модельным оценкам, составы щелочных базальтов отвечают плавлению карбонатизированной перидотитовой мантии при потенциальной температуре 1400 °С. Дисперсия составов на диаграмме La/Sm-Sm/Yb может быть обусловлена как эффектом фракционной кристаллизации клинопироксена, так и плавлением перидотитов, в различной степени обогащенных карбонатной составляющей, что также согласуется с данными экспериментов плавления «сухого» и карбонатизированного перидотита **[4]**.

Щелочные базальты наиболее ранней среднемиоценовой стадии формирования УЛП, представленные оливиновыми меланефелинитами и базанитами, характеризуются высокими концентрациями несовместимых элементов и высокой степенью дифференцированности РЗЭ,

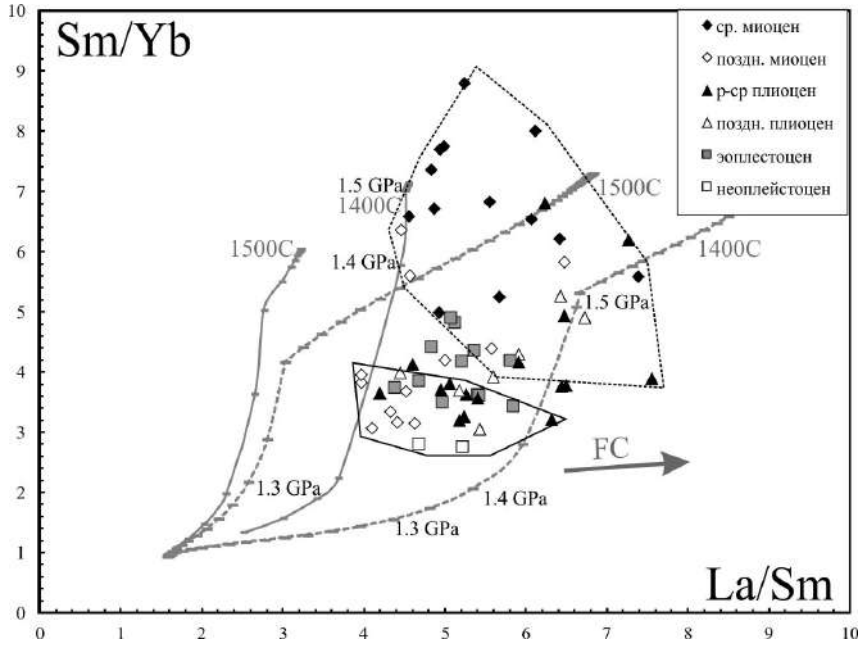


Диаграмма в координатах La/Sm–Sm/Yb. Серые сплошные серые линии – модельные тренды эволюции расплава, образованного при плавлении перидотита, содержащего 0.5 вес. % CO_2 для различных потенциальных температур (цифры серым шрифтом). Пунктирные серые линии – модельные тренды эволюции расплава при плавлении «сухого перидотита». Численное моделирование проводилось с использованием программы AlfaMelts **[3]**. Состав перидотита отвечает составу примитивной мантии согласно **[5]**. Риски на линиях отвечают различным глубинам сегрегации расплава. Серая стрелка показывает направление изменения состава расплавов, обусловленного фракционной кристаллизацией. Сплошная черная линия ограничивает область толеитовых базальтов, пунктирная линия ограничивает область высокощелочных базальтов.

не типичными для расплавов, образованных при плавлении перидотитовой мантии. Изотопные характеристики Nd и Sr в среднемиоценовых базальтах исключают участие при их образовании рециклированного вещества. Источником этих пород могли быть пироксениты (пироксенитовые жилы), образовавшиеся в литосферной мантии в результате метасоматического взаимодействия глубинных расплавов – продуктов плавления астеносферной мантии с перидотитовой литосферной мантией.

Имеющиеся геохронологические и изотопно-геохимические данные по породам УЛП явно указывают на цикличный характер процесса магмогенерации на всем протяжении формирования УЛП, в ходе которого менялась глубина формирования расплавов, а также вещественный состав источников плавления.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00401).

[1] *Ступак Ф.М., Лебедев В.А., Кудряшова Е.А.* Структурно-вещественные комплексы позднекайнозойского Удоканского лавового плато: закономерности распределения и ассоциации пород // Вулканология и сейсмология. 2012. № 3. С. 46–58.

[2] *Putirka K.* Thermometers and barometers for volcanic systems // Minerals, inclusions and volcanic processes / Eds. K. Putirka, F. Tepley. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. V. 69. P. 61–120.

[3] *Smith P.M., Asimow P.D.* Adiabat_1ph: A new public front-end to the MELTS, pMELTS, and pHMELTS models // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2005 V. 6. Q02004. doi:10.1029/2004GC000816.

[4] *Dasgupta R., Hirschmann M.M., Smith N.D.* Partial melting experiments of peridotite + CO_2 at 3 GPa and genesis of alkalic ocean island basalts // Journal of Petrology. 2007. V. 48. P. 2093–2124.

[5] *Palme H., O'Neill H.S.C.* Cosmochemical estimates of mantle composition // Treatise on Geochemistry. 2nd Edition. Amsterdam: Elsevier, 2014. P. 1–65. doi:10.1016/B978-0-08-095975-7.00102-9.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 328–329

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПОЗДНЕГО МЕЗОПРОТЕРОЗОЯ – НЕОПРОТЕРОЗОЯ ЮГО-ВОСТОКА СИБИРИ

А.Д. Савельев, С.В. Малышев, В.М. Саватенков

Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет,
aleksandr.d.savelev@gmail.com, s.malyshev@spbu.ru, v.m.savatenkov@ipgg.ru

Мезо-неопротерозойский базитовый магматизм, известный как Сетте-Дабанское событие, проявлен на юго-восточной оконечности Сибирской платформы в пределах Майско-Кыллахской зоны южного сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса. Возраст комплекса установлен геологическими наблюдениями **[1]** и подтвержден геохронологическими датировками:

- 974.2±7 и 1005.3±4.3 млн лет, по бадделеиту U-Pb методом – из силлов, прорывающих кандыкскую и саларскую свиты **[2, 3]**;
- 981±69, 946±37, 932±46 и 942±18 млн лет по изохроне порода–плагиоклаз–пироксен Sm-Nd методом – из силлов, прорывающих кандыкскую и далыдинскую свиты **[4, 5]**.

Детальные исследования интрузий в бассейнах рек Сахара, Аллах-Юнь и Юдома (в пределах Чагдинской и Юкандинской антиклиналей) позволили не только существенно расширить имеющуюся базу геохимических данных, но и выявить ранее неизвестные особенности комплекса.

Интрузии Сетте-Дабанского комплекса представлены долеритовыми силлами и небольшими дайками. Силлы имеют длину от сотен метров до первых десятков километров, их видимая мощность составляет от 2–3 до 120–170 м. По составу они соответствуют низкотитанистым базальтам (SiO_2 – 46.76–51.99 wt %, TiO_2 – 1.17–2.86 wt %) с широкими вариациями MgO (1.85–9.16 wt %).

Исходя из полученных геохимических данных, было выделено две группы образцов: «северная» (р. Сахара) и «южная» (р. Юдома). Долериты реки Аллах-Юнь не выделяются в отдельную группу, их составы перекрывают поля как юдомских, так и сахаринских образцов. При этом образцы из восточной части Аллах-Юня по своим характеристикам ближе к южной группе, а из западной – к северной.

На диаграмме $K_2O+Na_2O–FeO_{tot}–MgO$ все образцы попали в поле толеитовых базальтов, однако северная группа оказалась более толеитовой, а южная занимает область ближе к полям известково-щелочной серии. Mg# возрастает от сахаринских (0.13–0.38) к юдомским (0.41–0.51) пробам, что указывает на бóльшую близость южной группы к составу примитивных мантийных расплавов по сравнению с северной.

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) показывает различную степень дифференцированности, что проявлено в различной степени обогащения в легких редкоземельных элементах (LREE) по сравнению с тяжелыми (HREE). Долериты южной группы имеют более низкое отношение $(La/Yb)_N$ (0.73–1.18), чем северные (1.58–3.35), что может быть связано с большей степенью частичного плавления в мантийном источнике. Северная группа демонстрирует небольшой Eu-минимум, в то время как южная группа имеет подобное N-MORB распределение. Силлы с р. Сахара и восточной части р. Аллах-Юнь характеризуются обогащением высоконесовместимыми элементами, наличием небольшого Ta-Nb и Ti минимума, а общая форма спектров имеет черты сходства со спектрами островодужных базальтов (IAB). Спектры распределения редких элементов для силлов р. Юдома и западной части р. Аллах-Юнь имеют менее дифференцированную форму в области высоконесовместимых элементов, т. е. больше соответствуют MORB типу. Также они характеризуются сильным обогащением подвижными элементами, такими как Ba, Sr, U, что, возможно, связано с малоглубинным метасоматическим изменением мантийного источника в ходе субдукционных процессов. В то же время все поро-

ды одинаково сильно обогащены Pb, что является признаком участия терригенного материала в источнике плавления.

Долериты из обеих групп не показывают систематических отличий по изотопному составу Nd. Значения $\varepsilon_{Nd}(t)$ для исследуемых интрузий находятся в диапазоне от 3.6 до 7.5, что соответствует характеристикам деплетированной мантии с небольшой примесью обогащенного источника.

Вариации Sm/Yb отношений крайне незначительны (от 0.74 до 1.77), что указывает на малоглубинное плавление с увеличением температуры от долеритов р. Сахара и восточной части р. Аллах-Юнь к долеритам р. Юдома и запада Аллах-Юнь. Вариации Sm/Yb и La/Sm отношений также указывают на плавление в условиях стабильности шпинели и невозможности наличия граната в источнике плавления.

Таким образом, в считавшемся ранее единым Сетте-Дабанском комплексе на основе отношений несовместимых элементов (Th/Yb, Nb/Yb, Nb/Th, La/Sm) были выделены две группы интрузий: «северная» (р. Сахара) и «южная» (р. Юдома). Интрузии в находящейся между ними субширотной зоне вдоль р. Аллах-Юнь имеют промежуточный состав, их породы обладают геохимическими особенностями обеих групп. Мы предполагаем, что состав мантийного источника южной группы (Юдома) был метасоматически обогащен водным флюидом, что выражается в повышенных содержаниях подвижных LIL-элемементов (Ba, Sr). Это может быть свидетельством древней субдукции на небольших глубинах **[6]**. Мантийный источник северной группы (Сахара), в свою очередь, обогащен неподвижными несовместимыми элементами (Th, Nb и LREE). Это вызвано плавлением рециклированных осадков и, вероятно, отражает изменения в результате древней субдукции на больших глубинах **[6]**. Вариации исходных изотопных характеристик неодима в изученных долеритах можно объяснить субдукционным изменением их мантийного источника.

Данное исследование поддержано РНФ (проект № 19-77-10048).

[1] *Ян-Жин-Шин В.А.* Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Якутск: ЯФСО АН СССР, 1983. 156 с.

[2] *Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I.* U–Pb geochronology of 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.

[3] *Худолей А.К., Рейнбирд Р., Стерн Р., Кропачев А.П., Химан Л., Занин А.М., Подковыров В.Н., Сухоруков В.И.* Новые данные о рифейском тектогенезе на северо-востоке России // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы XXXII Тектонического совещания / Ред. Ю.В. Карякин. М.: ГЕОС, 1999. Т. 2. С. 261–264.

[4] *Khudoley A.K., Kropachev A.P., Tkachenko V.I., Rublev A.G., Sergeev S.A., Matukov D.I., Lyahnitskaya O.Yu.* Meso-to-Neoproterozoic evolution of the Siberian craton and adjacent microcontinents: an overview with constraints for Laurentian connection // Proterozoic Geology of Western America and Siberia / Eds. P.K. Link, R.S. Lewis. SEPM Special Publication. 2007. V. 86. P. 209–226.

[5] *Pavlov V.E., Gallet Y., Petrov P.Yu., Zhuravlev D.Z., Shatsillo A.V.* The Ui Group and Late Riphean Sills in the Uchur–Maya Area: Isotope and paleomagnetic data and the problem of the Rodinia Supercontinent // Geotectonics. 2002. V. 36. P. 278–292.

[6] *Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P.* Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2005. V. 6. P. 1–27. doi:10.1029/2004GC000895.

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

2020. Выпуск 18. С. 330–332

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЯ БЕСПИРОКСЕНОВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПИКРИТОВ БОЛЬШЕТАГНИНСКОГО МАССИВА (УРИКСКО-ИЙСКИЙ ГРАБЕН)

В.Б. Савельева, Ю.В. Данилова, Е.П. Базарова, Б.С. Данилов

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

Территория Восточного Присаянья на юго-западе Сибирской платформы является одним из регионов, перспективных на обнаружение россыпных и коренных месторождений алмазов **[1, 2]**. Неопротерозойский этап характеризуется наиболее интенсивным проявлением калиевого мантийного магматизма: в это время на территории Урикско-Ийского грабена формировались массивы щелочных пород и карбонатитов зиминского комплекса с возрастом 640–650 млн лет **[3, 4]**, дайки и жилы ультраосновных щелочных пород и более редкие тела кимберлитов **[1, 2, 5, 6]**.

В пределах Большетагнинского щелочно-карбонатитового массива распространены жилы кимберлитоподобных беспироксеновых щелочных пикритов, прорывающих породы массива. Целью работы является их петрографическая и петрогеохимическая характеристика в сопоставлении с кимберлитами.

Беспироксеновые щелочные пикриты представлены породами порфировидной структуры. Вкрапленники (15–40 %) величиной до 10–12 мм образованы зернами нацело серпентинизированного оливина. В отдельных жилах присутствуют также вкрапленники флогопита величиной до 2–3 мм, частично или полностью замещенные хлоритом. Основная масса сложена серпентином, флогопитом, кальцитом, монтичеллитом, хлоритом, тальком, титанистым андрадитом, шпинелидами, апатитом, перовскитом, гидрогранатом. Акцессорные минералы представлены армолколитом, бадделеитом, кальциртитом, манганоильменитом, пикроильменитом, магнетитом, минералом группы кричтонита, титанитом, баритом, бурбанкитом, стронцианитом, миллеритом, пиритом, халькопиритом, пентландитом, сигенитом, смизитом, галенитом, сфалеритом, ярроуитом, халькокитом.

Состав флогопита в разных жилах варьируется (мас. %): количество TiO_2 составляет 0.58–2.94, Al_2O_3 12.4–16.0, $FeO_{общ}$ 3.31–6.32; X_{Mg}=0.86–0.93. Для слюды характерно высокое содержание BaO (до 5.3 мас. %); химическая зональность не проявлена. Слюда в основном имеет состав, сходный с составом слюды в кимберлитах (рис. 1). Монтичеллит имеет однородный химический состав: Ca/(Ca+Mg)=0.53–0.54, X_{Mg}[1]=0.80–0.83, содержание MnO ниже пределов обнаружения. Он отличается от монтичеллита из типичных кимберлитов **[7]** более низкой

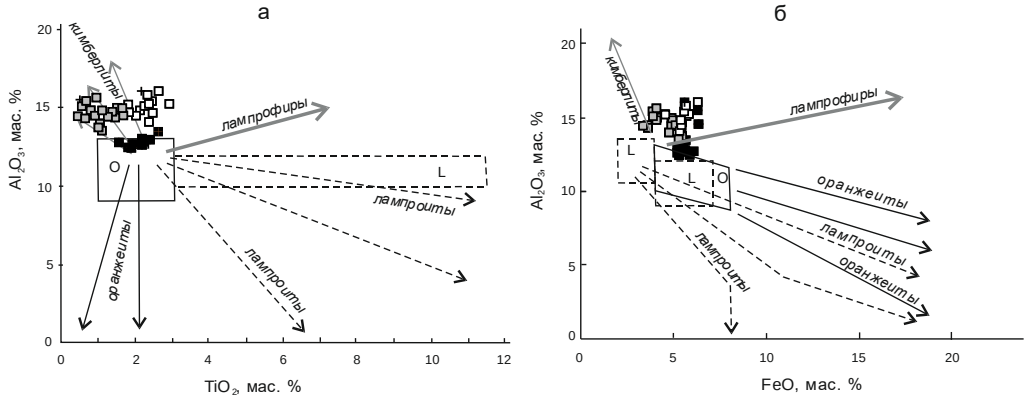


Рис. 1. Диаграммы Al_2O_3–TiO_2 (*а*) и Al_2O_3–FeO (*б*) для слюды. Поля для оранжеитов (O), лампроитов (L) и тренды состава слюды даны по [8].

[1] $X_{Mg}=Mg/(Fe^{2+}+Mg)$

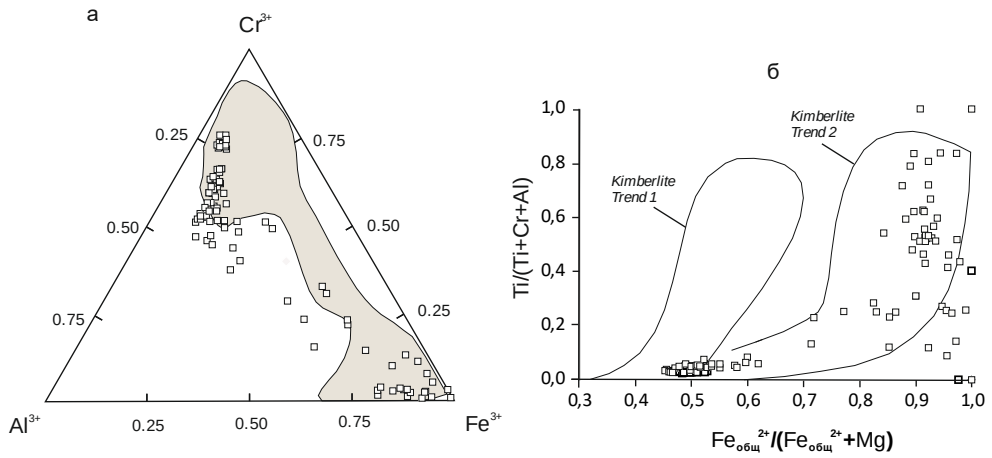


Рис. 2. Диаграммы Al^{3+}–Cr^{3+}–Fe^{3+} (*а*) и Ti/(Ti+Cr+Al) –$Fe^{2+}_{общ}$+/($Fe^{2+}_{общ}$+Mg) (*б*) для шпинелидов. Серое поле на диаграмме *а* – состав шпинелей из кимберлитов **[9]**; на диаграмме *б* показаны тренды состава шпинели для кимберлитов Южной Африки **[8]**.

долей форстеритового (0.4–2.1 мол. %) компонента. Наиболее ранняя высокохромистая (Cr_2O_3 40–56.6 мас. %, MgO 13–14 мас. %, Al_2O_3 8.7–19.0 мас. %.) генерация шпинели попадает в поле шпинелей из кимберлитов (рис. 2, *а*), однако эволюция состава шпинелей отвечает титаномагнетитовому тренду, присущему в большей мере шпинелям из оранжеитов (рис. 2, *б*). Кальцит содержит до 2.7 мас. % SrO. Гранат образует каймы вокруг шпинелидов и замещает минералы основной массы. Минерал представлен андрадитом; в каймах вокруг хромшпинелидов он содержит 15–69 % шорломитового и 7–33 % уваровитового компонента и аналогичен по составу высокотитанистым андрадитам из оранжеитов и ультрамафических лампрофиров **[7]**.

Беспироксеновые пикриты имеют низкое содержание (мас. %) SiO_2 (28.4–33.2), Al_2O_3 (3.2–5.6), Na_2O (0.01–0.05), умеренно-высокое TiO_2 (2.0–3.3), K_2O (0.45–1.33), варьирующееся MgO (16.1–24.1), CaO (12.9–22.8), CO_2 (1.1–12.2), Ni (260–850 ppm), Cr (840–2200 ppm), Co (52–87 ppm); Mg#=0.73–0.80. Намечается отрицательная корреляция между содержаниями CaO и SiO_2, CaO и MgO, отражающая изначальное присутствие в породах карбонатной составляющей. Содержание Ni и Co снижается с уменьшением содержания MgO, что отражает фракционирование оливина на пути движения расплава. Содержание Th, U, Nb, Ta, La, Ce в беспироксеновых пикритах повышено примерно на два порядка по сравнению с примитивной мантией. Проявлено обогащение наиболее несовместимыми высокозарядными редкими элементами и легкими редкоземельными элементами (La_N/Yb_N=49–77). По соотношениям Nb–La, Th–La, Ba/Nb–La/Nb беспироксеновые пикриты сходны с южно-африканскими кимберлитами **[10]**. Спектры микроэлементов, нормированных относительно примитивной мантии, имеют как сходство со спектрами кимберлитов, так и отличия, указывающие на возможную контаминацию ультраосновного расплава сиенитами. Отношения Nb/U, Nb/Th, Th/Ce, La/Nb, Zr/Nb в беспироксеновых пикритах близки к таковым в OIB, что отражает ведущий вклад рециклированного компонента в источник расплавов. Тесная пространственно-временная ассоциация беспироксеновых пикритов с щелочно-ультраосновными породами зиминского комплекса указывает на их обусловленность единым геодинамическим процессом – воздействием в позднем неопротерозое суперплюма на литосферу Сибирского кратона **[3]**, однако петро- и геохимические особенности пород свидетельствуют о разных родоначальных магмах.

Полученные данные показывают, что, несмотря на определенное сходство беспироксеновых пикритов с кимберлитами по петрографическому составу, химическому составу флогопита, шпинели, химическому составу пород, геохимии, существует ряд важных признаков, не позволяющих отождествлять эти породы с кимберлитами. В первую очередь, это минералогические особенности: отсутствие индекс-минералов кимберлитов (макро- и мегакрист пиропового граната, Mg-ильменита, Cr-диопсида и др. **[11]**), а также особенности состава шпинели, граната и акцессорных минералов.

Работа выполнена при поддержке РНФ (РНФ-18-17-00101).

[1] *Одинцов М.М., Твердохлебов В.А., Владимиров Б.М., Ильюхина А.В., Колесникова Т.П., Конев А.А.* Структура, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфитеатра. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 180 с.

[2] *Егоров К.Н., Киселев А.И., Меньшагин Ю.В., Минаева Ю.А.* Лампроиты и кимберлиты Присаянья: состав, источники, алмазоносность // ДАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 791–797.

[3] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В.* Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // ДАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.

[4] *Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladykin N.V.* Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 116. P. 81–96. doi:10.1016/j.jseaes.2015.11.011.

[5] *Чернышова Е.А.* Геохимия и петрология дайковых пород нижнесаянского карбонатитового комплекса // Геохимия. 1991. № 8. С. 1096–1110.

[6] *Ashchepkov I., Zhmodik S., Belyanin D., Kiseleva O.N., Medvedev N., Travin A., Yudin D., Karmanov N.S., Downes H.* Aillikites and Alkali Ultramafic Lamprophyres of the Beloziminsky alkaline ultrabasic-carbonatite massif: possible origin and relations with ore deposits // Minerals. 2020. V. 10. 404. doi:10.3390/min10050404.

[7] *Dongre A., Tappe S.* Kimberlite and carbonatite dykes within the Premier diatreme root (Cullinan Diamond Mine, South Africa): New insights to mineralogical-genetic classifications and magma CO_2 degassing // Lithos. 2019. V. 338–339. P. 155–173. doi:10.1016/j.lithos.2019.04.020.

[8] *Mitchell R.H.* Kimberlites, orangeites and related rocks. New York: Plenium Press, 1995. 410 p.

[9] *Barnes S.J., Roeder P.L.* The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. P. 2279–2302.

[10] *Becker M., Le Roex A.P., Class C.* Geochemistry and petrogenesis of South African transitional kimberlites located on and off the Kaapvaal Craton // South African Journal of Geology. 2007. V. 110. P. 631–646. doi:10.2113/gssajg.110.4.631.

[11] *Scott Smith B.H., Nowicki T.E., Russel J.K., Webb K.J., Mitchell R.H., Hetman C.M., Robey J.V.* A glossary of kimberlite and related terms. Vancouver, B.C., Canada: Scott-Smith Petrology Inc., North Part 1. 144 p.

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

2020. Выпуск 18. С. 333–335

ТРИ СТАДИИ СУБИЗОТЕРМИЧЕСКОЙ ДЕКОМПРЕССИИ UHP ПОРОД ТЕРРЕЙНА КУМДЫ-КОЛЬ В КОКЧЕТАВСКОМ МАССИВЕ, СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН

А.Ю. Селятицкий, В.В. Ревердатто

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

Один из важнейших вопросов, который сохраняется для ультравысокобарических (UHP) пород Кокчетавского массива, – это детализация регрессивного *P-T* тренда, отражающего стадии эксгумации субдуцированных и метаморфизованных коровых пород с мантийных глубин обратно в земную кору. Хорошо дешифрированный *P-T* тренд играет ключевую роль при построении адекватной модели эксгумации UHP пород **[1]**. К настоящему времени для алмазоносного террейна Кумды-Коль западной части Кокчетавского массива накопилось много *P-T* оценок пикового UHP метаморфизма при 40–70 кбар, 1000–1200 °C и регрессивного низкобарического метаморфизма гранулитовой фации при 10 кбар, 650–750 °C (см. обзор **[2]**). В то же время промежуточные оценки носят единичный характер.

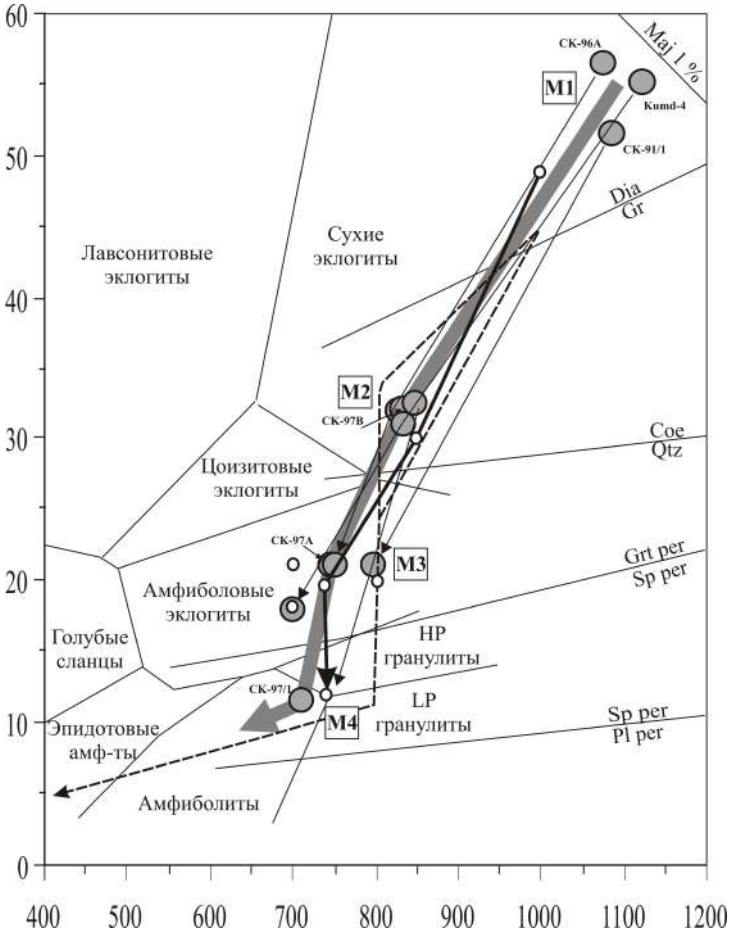
TiChu гранатиты участка Кумды-Коль – единственные Grt-содержащие ультраосновные породы в Кокчетавском массиве, ассоциирующие с алмазоносными UHP породами. Их протолитами были метасоматизированные до субдукции базиты **[3–6]**. Их часто называют Grt перидотитами, однако они содержат Grt в количестве от 50–60 до 95 об. %, остальной объем занят TiChu и оливином (подробнее в **[4]**, а также раздел 4.1.9 в **[2]**). Отсутствие минеральных пар, чувствительных к давлению, долгое время не позволяло получить полноценные данные по *P-T* условиям их образования. Нами впервые в этих породах обнаружены титанхондродит (TiCho), ортопироксен (Opx) и контрастно-зональные Grt. Ранее Grt в этих породах описывался как однородный или слабозональный **[4]** и ссылки в **[2]**.

Выделено четыре химически контрастных типа Grt, различающихся магнезиальностью. В разных порфиробластах обнаружено два разных типа реликтовых ядер: высокожелезистые (Grt-1) и высокомагнезиальные (Grt-2). Внешние части порфиробластов с разными типами ядер имеют одинаковый состав (Grt-3). Ядра Grt-1 и Grt-2 встречаются редко, тогда как Grt-3 имеет широкое развитие во всех образцах – он слагает основной объем породы. Именно этот тип Grt-3 описывался в ранних работах (**[4, 6]** и ссылки в **[2]**). В тех образцах, где Grt-1 и Grt-2 отсутствуют, порфиробласты состоят полностью из Grt-3. Состав Grt-3 несколько отличается в порфиробластах и зернах матрикса. В очень редких случаях все три типа граната встречаются в одном кристалле и образуют единую зональность, в которой ядро сложено Grt-1, средняя зона – Grt-2, а внешняя часть – Grt-3. Четвертый тип (Grt-4) образует облачные и пламеневидные ореолы вдоль трещин в Grt-3, на их пересечении и вокруг некоторых включений в Grt-3, а также тонкие незамкнутые каймы (до 5 мк) по порфиробластам и зернам матрикса. Химические и микроструктурные особенности указывают на то, что ядра Grt-1 образовались на прогрессивном этапе, а Grt-2 – на пике метаморфизма. Grt-3 отражает преобразования на регрессивном этапе. Наиболее поздние изменения отражены в составе Grt-4.

Opx в исследованных образцах имеет широкое распространение, слагает зональные порфиробласты и зерна матрикса. Ядра порфиробластов характеризуются низким содержанием Al_2O_3. Для ультраосновных пород низкое содержание глинозема в Opx в присутствии Grt является признаком высоких или сверхвысоких давлений, что указывает на образование ядер порфиробластов в условиях пика метаморфизма, а каймы и зерен матрикса – на регрессивном этапе.

В одном образце обнаружены срастания зеленой шпинели-герцинита (Spl) и высокоглиноземистого Opx, развивающиеся по Grt-3. Кристаллы такого Opx вдаются в зерна Grt-3, а Spl образует по гранату незамкнутые каймы. На контакте с Opx и Spl гранат приобретает ксеноморфный облик, в некоторых местах его края становятся более железистыми (Grt-4).

TiCho найден среди зерен матрикса совместно с TiChu, а также во включениях в Grt, TiChu, амфиболе и ильмените (Ilm). Он содержит в два раза больше TiO_2, чем TiChu. Реликты



Метаморфическая эволюция TiChu гранатитов террейна Кумды-Коль в Кокчетавском массиве. Серые кружки и темно-серая толстая стрелка – *P-T* оценки для TiChu гранатитов и реконструированный *P-T* тренд; тонкими стрелками показаны изменения *P-T* параметров в отдельных образцах по направлению «центр – край – матрикс». Мелкие белые кружки и черная жирная стрелка – *P-T* параметры и совокупный *P-T* тренд террейна Барчи в Кокчетавском массиве **[11]**. Пунктирная стрелка – *P-T* тренд террейна Кумды-Коль по данным **[1]**.

TiCho относительно широко распространены в изученных образцах; они имеют ксеноморфный облик по отношению к TiChu, меньший размер зерен и располагаются между таблитчатыми кристаллами TiChu. Их окраска в желтых и оранжевых тонах, более светлая, чем у TiChu. Непредставительный облик большинства зерен TiCho и сходство окраски с TiChu, по всей вероятности, и явились причиной, по которой этот минерал до сих пор не был обнаружен в данных породах.

Парагенезис Opx+Grt позволил нам количественно оценить *P* и *T* разных стадий метаморфизма (рисунок). Оценки пика метаморфизма (M1) получены по составам ядер порфиробластов Grt и Opx, регрессивных этапов – по составу краевых частей порфиробластов (M2) и зерен матрикса (M3). Регрессивный этап M4 оценен для образца CK-97/1 по высокоглиноземистому Opx и железистому Grt-4.

Использованы Grt-Opx барометры из обзорной статьи **[7]**. Выбор уравнений барометров для каждого этапа метаморфизма определялся тремя параметрами: 1) *P-T* условиями экспериментов, т.е. интервалом давлений, для которого они рассчитывались, 2) сходимостью результатов по разным барометрам между собой, 3) реалистичностью полученных значений. Полученные *P-T* параметры пика метаморфизма (M1) для разных образцов составляют: 51.5 кбар, 1085 °C; 55 кбар, 1120 °C; 57 кбар, 1075 °C. *P-T* параметры регрессивного этапа M2 – 32 кбар, 830 °C; 31 кбар, 835 °C; 32 кбар, 825 °C; этапа M3 – 21 кбар, 745 °C; 21 кбар, 795 °C; 18 кбар, 700 °C; 21 кбар, 750 °C; этапа M4 – 12 кбар, 740 °C.

Оценки пика UHP метаморфизма TiChu гранатитов согласуются с *P-T* оценками для различных пород участка Кумды-Коль: от 43 до 60–70 кбар, 1000–1200 °C **[2]**. Находка TiCho подтверждает образование гранатитов в UHP условиях – линия распада TiCho → TiChu+Ilm+

+H_2O находится в области устойчивости алмаза **[8]**. Магнезиальный пиковый Grt-2 не содержит мейджоритового минала и характерных структур распада, поэтому оценки в 55–57 кбар и 1100 °C не противоречат экспериментальным данным по устойчивости мейджорита **[9]**.

В работе **[10]** на основе данных по устойчивости Mg-кальцита в алмазоносных мраморах участка Кумды-Коль вычислены минимальные *P-T* условия UHP регрессивной стадии >25 кбар и >800 °C. До настоящего времени эти данные являлись единственной оценкой UHP регрессивного этапа для участка Кумды-Коль **[2]**.

В недавней работе **[11]** для другого алмазоносного террейна – Барчи – в Кокчетавском массиве получены оценки пика и регрессивного метаморфизма: 49 кбар, 950–1000 °C (пик); 30 кбар, 800–900 °C (пик); 21 кбар, 710 °C; 18 кбар, 700 °C; 20 кбар, 800 °C и 12 кбар, 740 °C. Наши оценки давления M2 (31–32 кбар), M3 (18–21 кбар), M4 (12 кбар) совпадают с оценками в 30, 20 и 12 кбар для террейна Барчи. Конфигурация реконструированного нами *P-T* тренда TiChu гранатитов близка положению *P-T* тренда, полученного в **[1]** для террейна Кумды-Коль и практически идентична *P-T* тренду террейна Барчи **[11]**, что указывает на их общую *P-T* эволюцию.

Полученный для TiChu гранатитов подробный *P-T* тренд впервые описывает три стадии субизотермической декомпрессии при выведении субдуцированных и метаморфизованных UHP пород террейна Кумды-Коль с мантийных глубин в нижнекоровые условия: 1 – UHP регрессивная стадия, эксгумация на уровень 96 км (32 кбар), 2 – HP регрессивная стадия, эксгумация на уровень 63 км (21 кбар), 3 – MP регрессивная стадия, вывод пород в нижнюю часть земной коры до глубины 36 км (12 кбар). Далее следовало субизобарическое остывание пород до уровня амфиболитовой, а затем зеленосланцевой фации **[2]**.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН.

[1] *Dobretsov N.L., Shatsky V.S.* Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // Lithos. 2004. V. 78. P. 307–318.

[2] *Schertl H.-P., Sobolev N.V.* The Kokchetav Massif, Kazakhstan: “Type locality” of diamond-bearing UHP metamorphic rocks // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 63. P. 5–38.

[3] *Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю.* Хлоритовые породы и хлоритизированные базальты как возможные предшественники метаморфических перидотитов и пироксенитов в Кокчетавском массиве, Северный Казахстан // ДАН. 2004. Т. 394. № 4. С. 533–536.

[4] *Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю.* Оливин-гранатовые, оливин-шпинелевые и ортопироксеновые метаморфические породы Кокчетавского массива, Северный Казахстан // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 564–591.

[5] *Yui T.-F., Chu H.-T., Hwang S.-L. et al.* Geochemistry of garnetiferous Ti-clinohumite rock and talc-kyanite-phengite-almandine schist from the Kokchetav UHP terrane, Kazakhstan: An insight to possible origins of some chemically unusual UHP rocks // Lithos. 2010. V. 118. P. 131–144.

[6] *Селятицкий А.Ю., Ревердатто В.В.* Протолиты UHP гранатитов, ассоциирующих с алмазоносными породами вблизи оз. Кумды-Коль, Кокчетавский массив, Северный Казахстан // ДАН. 2014. Т. 459 № 2. С. 208–214.

[7] *Ravna E.J.K., Paquin J.* Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasites // EMU Notes in Mineralogy. 2003. V. 5. Chapter 8. P. 229–259.

[8] *Weiss M.* Clinohumites: a field and experimental study. PhD dissertation 12202. Swiss Federal Institute of Technology (ETH), 1997. 168 p.

[9] *GaSplarik T.* Phase diagrams for geoscientists – An Atlas of the Earth's Interior. Berlin: Springer, 2003. 350 p.

[10] *Ogasawara Y., Ohta M., Fukasawa K. et al.* Diamondbearing and diamond-free metacarbonate rocks from Kumdy-Kol in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // Island Arc. 2000. V. 9. P. 400–416.

[11] *Stepanov A.S., Rubatto D., Hermann J. et al.* Contrasting *P-T* paths within the Barchi-Kol UHP terrain (Kokchetav Complex): Implications for subduction and exhumation of continental crust // American Mineralogist. 2016. V. 101. P. 788–807.

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

2020. Выпуск 18. С. 336–337

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ: ОБЗОР

А.И. Середкина[1, 2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, ale@crust.irk.ru
[2] Москва, Троицк, Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН

В результате обзора региональных сейсмологических исследований глубинного строения земной коры и мантии Байкальского рифта, проведенных с 1960-х гг. по настоящее время, а также некоторых глобальных моделей были выявлены следующие закономерности **[1]**.

Земная кора Байкальского рифта имеет неоднородное слоисто-блоковое строение, что отражается в особенностях сейсмического процесса. Осадочный слой практически отсутствует под межвпадинными горными перемычками и имеет мощность от 1 до 10 км под рифтовыми впадинами. Минимальными скоростями сейсмических волн во всей толще коры характеризуется юго-западный фланг рифта, а на глубинах до 20 км локальный минимум скоростей также приурочен к Баргузинской, Кичерской и Верхнеангарской впадинам. По вертикали особенностью строения коры является наличие волновода в интервале глубин 11–22 км с понижением скорости *P*- и *S*-волн на 0.2–0.3 км/с относительно вмещающей среды. Мощность земной коры изменяется от 35 до 55 км, наибольшее утолщение коры приурочено к юго-западному флангу рифта. Единого утонения коры вдоль всей оси рифтовой зоны не наблюдается.

Верхняя мантия под Байкальским рифтом от подошвы коры до глубины около 200 км характеризуется существенной неоднородностью как по вертикали, так и в горизонтальном направлении. Минимальные скорости сейсмических волн в этом интервале глубин соответствуют его юго-западному флангу, в то время как под центральными районами и северо-восточным флангом они плавно понижаются от Сибирской платформы к Забайкалью. По вертикали особенностью глубинного строения является наличие слоя с пониженными значениями скоростей сейсмических волн (V_p~7.8 км/с), мощность которого составляет от 0 до 40 км под различными частями рифта. Данный слой отделен от астеносферы достаточно мощной (в первые десятки километров) толщей пород со скоростями, типичными для соседних областей Сибирской платформы. Оценки мощности литосферы, согласно различным авторам, под разными частями рифта составляют от 50 до 160 км. Единого утонения литосферы вдоль всей оси рифта, как и в случае с земной корой, не обнаружено.

Азимутальная и вертикальная анизотропия верхней мантии под Байкальским рифтом максимальна в диапазоне глубин от подошвы коры до 150 км. В этом диапазоне глубин наибольшие значения коэффициента вертикальной анизотропии (α до 6 %) наблюдаются на флангах рифта, в то время как под Южно-Байкальской и Северо-Байкальской впадинами преобладают такие же значения α, как и под соседними областями Сибирской платформы. С увеличением глубины до 250 км на северо-восточном фланге появляется обширная область, распространяющаяся на смежные территории Забайкалья, где $V_{SV}>V_{SH}$, что может свидетельствовать о наличии здесь вертикальных мантийных течений. Результаты исследований расщепления *SKS*-волн и поверхностно-волновые модели показывают, что существуют два преимущественных направления максимальной скорости *S*-волн: вкрест простирания рифтовых структур преимущественно в диапазоне глубин 50–150 км и параллельное рифтовым структурам на больших глубинах.

Результаты большинства геофизических исследований (невысокие значения плотности поверхностного теплового потока и температур в мантии, довольно большие глубины нижней границы литосферных магнитных источников, оценки мощности литосферы по гравиметрическим и геоэлектрическим данным), включая чисто сейсмологические (отсутствие единого утонения коры и литосферы вдоль всей оси рифта), а также некоторые геологические данные противоречат гипотезам активного рифтинга. Однако существующие в настоящее время модели

глубинного строения не позволяют однозначно сделать выбор между чисто пассивным и смешанным механизмом образования Байкальского рифта. Для решения этого вопроса необходимо проведение дальнейших, более детальных, геофизических исследований.

[1] *Середкина А.И.* Современное состояние исследований глубинного строения земной коры и мантии Байкальского рифта по сейсмологическим данным // Физика Земли. 2021 (в печати).

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 338–340

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОРТОПИРОКСЕНИТОВЫХ ЖИЛ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ЭГИЙНГОЛЬСКОГО МАССИВА (ДЖИДИНСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ ЗОНА В СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ)

В.А. Симонов[1, 2, 3], А.В. Каримов[2], А.В. Котляров[1, 4], М.А. Горнова[2], В.Н. Королюк[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru
[2] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, anas@igc.irk.ru
[3] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
[4] Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Проблемы образования пироксенитов из офиолитовых ассоциаций рассматриваются давно. При этом генезис ультрамафитов переходного офиолитового комплекса, включающего пироксениты и располагающегося между мантийными гипербазитами и магматогенными базитами, до настоящего времени является дискуссионным. С одной стороны, отмечается большая роль в этих процессах магматических систем, а с другой – доказывается реакционное и метасоматическое происхождение ультрамафитов переходного комплекса. В последнее время были найдены и исследованы расплавные включения в хромшпинелидах из пироксенитов офиолитов Горного Алтая **[1]**, что является прямым доказательством магматогенного происхождения этих пород. Подобная работа проведена нами в случае ортопироксенитов Эгийнгольского перидотитового массива (Джидинская офиолитовая зона в Северной Монголии).

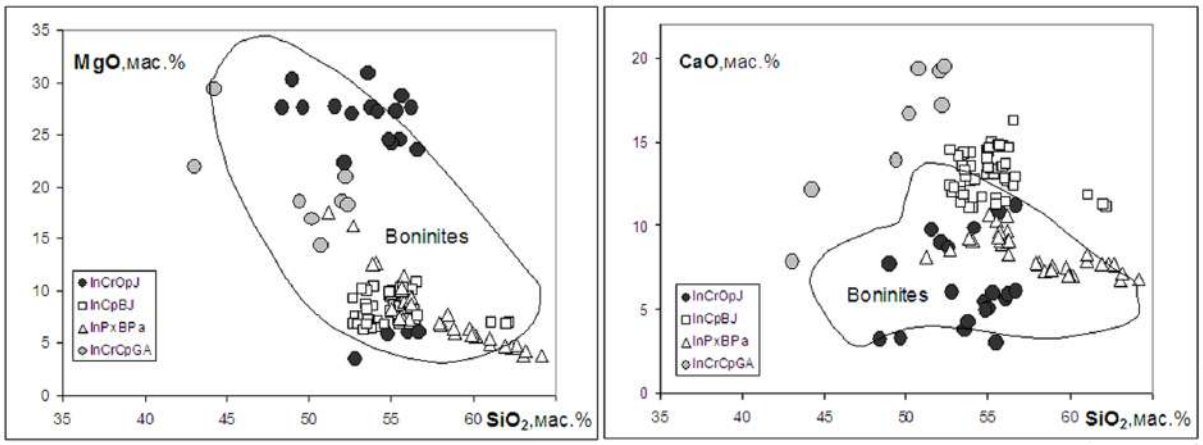
Изучение хромшпинелидов из ортопироксенитовой жилы в перидотитах Эгийнгольского массива позволило найти первичные силикатные микровключения (3–30 мкм), располагающиеся равномерно по зерну минерала. Высокотемпературные опыты с хромшпинелидами, содержащими включения, были проведены в графитовых миниконтейнерах с нагревом до 1350 °С по методике, опубликованной ранее **[2]**. Экспериментальные исследования проводились в лаборатории геодинамики и магматизма Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск). Анализы составов прогретых расплавных включений были выполнены в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» СО РАН (г. Новосибирск) с помощью микроанализатора JEOL JXA-8100 SuperProbe и на сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU.

После высокотемпературных экспериментов и закалки значительная часть включений содержат округлый флюидный пузырек в стекле, что свидетельствует о равновесии во включении гомогенного расплава (сейчас это стекло) и газовой фазы.

В ходе обработки полученных результатов данные по составам расплавных включений в хромшпинелидах из ортопироксенитов Эгийнгольского массива сравнивались с оригинальной информацией по подобным объектам из пироксенитов офиолитов Горного Алтая **[1]**. С учетом присутствия в офиолитах Джидинской зоны бонинитов **[3, 4]** проводилось также сопоставление с информацией по расплавным включениям в минералах из бонинитов современных и древних островных дуг **[4–7]**.

На рисунке, построенном с использованием данных из работ **[1, 4–8]**, видно, что точки включений в хромшпинелидах из ортопироксенитов Эгийнгольского массива (InCrOpJ) располагаются в поле составов бонинитов (Boninites). По соотношению $MgO–SiO_2$ рассмотренные включения разбиваются на две группы. Высокомагнезиальная группа ассоциирует с включениями в хромшпинелидах из клинопироксенитов офиолитов Горного Алтая (InCrCpGA), а другая – с данными по включениям в минералах из бонинитов Джидинской зоны (InCpBJ) и островов Тихого океана (InPxBPa). На диаграмме $CaO–SiO_2$ видно, что в расплавных включениях в хромшпинелидах из ортопироксенитов содержится минимум кальция, а в хромшпинелидах из клинопироксенитов – максимум, что так и должно быть, так как сами клинопироксены содержат много больше Ca по сравнению с ортопироксенами.

Согласно соотношениям других компонентов ($Al_2O_3–SiO_2$, $FeO–SiO_2$), большая часть включений в хромшпинелидах из ортопироксенитов Эгийнгольского массива располагается в



Состав расплавных включений в хромшпинелидах из ортопироксенитов Эгийнгольского перидотитового массива (Монголия). Пояснения см. в тексте.

полях бонинитов. Другая часть имеет минимум алюминия и железа, тесно ассоциируя с данными по включениям из клинопироксенитов Горного Алтая.

В целом исследования показали, что составы расплавных включений в хромшпинелидах из Эгийнгольского массива согласуются с данными по составам бонинитов, а также по включениям в минералах из современных и древних бонинитов, свидетельствуя о кристаллизации ортопироксенитов Джидинской офиолитовой зоны при участии бонинитовых магматических систем.

На основе данных по составам расплавных включений в хромшпинелидах проведено моделирование с помощью программ PETROLOG **[9]** и COMAGMAT **[10]**, позволившее установить *P-T* условия формирования ортопироксенитов Эгийнгольского массива.

Расчеты по программе PETROLOG показали, что параметры ликвидусной кристаллизации ортопироксенов (с Mg# около 98 %) из высокомагнезиальных расплавов (соответствующих расплавным включениям с 24–30 мас. % MgO) были следующие – 1445 °C, 3 кбар, 2 мас. % H_2O. Менее магнезиальные (с Mg# до 79 %) ортопироксены кристаллизовались из значительно менее магнезиальных расплавов (соответствующих расплавным включениям с 6 мас. % MgO) при существенно более низких (1230–1170 °C) температурах и сходных значениях давления (3–1 кбар) и воды (2 мас. %). При этом следует отметить хорошую согласованность расчетных (Mg# 79–98 %) и реальных (Mg# 82–98 %) значений магнезиальности ортопироксенов.

Расчетное моделирование с помощью программы COMAGMAT условий равновесной кристаллизации ортопироксенов подтвердило достоверность полученных с помощью программы PETROLOG параметров. Было выяснено, что из высокомагнезальных (24–30 мас. % MgO) расплавов формируются ортопироксены с содержанием 93–96 % энстатитового компонента (En) при температурах около 1425–1415 °C, давлениях 4–3 кбар и содержании воды 1–2 мас. %. Параметры равновесной кристаллизации ортопироксенов с меньшими значениями En (около 73 %) существенно ниже: в составе расплава около 6 мас. % MgO, температура 1200–1175 °C, давление 3 кбар, содержание воды 1–2 мас. %. Так же, как и в случае программы PETROLOG, следует отметить согласованность расчетных (En 73–96 %) и реальных (En 78–96 %) содержаний энстатитового компонента в ортопироксенах.

В целом, расчетное моделирование на основе данных по составам включений в хромшпинелидах показало согласованность параметров кристаллизации ортопироксенитов Эгийнгольского массива, полученных с помощью двух разных хорошо известных программ. Таким образом, мы можем вполне обоснованно говорить о том, что рассмотренные ортопироксениты кристаллизовались в основном из высомагнезиальных (24–30 мас. % MgO) расплавов с температурами 1445–1415 °C, при давлениях 4–3 кбар и содержании воды 1–2 мас. %. Часть ортопироксенов продолжала формироваться из менее магнезиальных (около 6 мас. % MgO) расплавов и при более низких параметрах: 1230–1170 °C, 3 кбар, содержание воды 1–2 мас. %.

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН и ИГ СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, договора № 14.Y26.31.0029.

[1] *Симонов В.А., Котляров А.В., Королюк В.Н., Ступаков С.И.* Физико-химические условия магматических процессов формирования пироксенитов в офиолитовых ассоциациях // Корреляция алтаид и уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения: Материалы Четвертой международной научной конференции. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2018. С. 139–141.

[2] *Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В.* Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов юго-востока Сибирской платформы // Петрология. 2011. Т. 19. № 6. С. 579–598.

[3] *Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. и др.* Бониниты Джидинской зоны каледонид, Северная Монголия // ДАН. 2001. Т. 377. № 4. С. 526–529.

[4] *Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 182–199.

[5] *Данюшевский Л.В., Соболев А.В.* Новые данные по петрологии бонинитов Тонга // Геология и геофизика. 1987. № 12. С. 100–103.

[6] *Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Ковязин С.В., Медведев А.Я., Тикунов Ю.В.* Условия петрогенезиса бонинитов из офиолитов Джидинской зоны, Северная Монголия (данные по расплавным включениям) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 6. С. 651–662.

[7] *Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.* Petrology and geochemistry of boninites from the North Termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // Journal of Petrology. 1994. V. 35. P. 1183–1211.

[8] GEOROC http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/.

[9] *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.

[10] *Ariskin A.A., Barmina G.S.* COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // Geochemistry International. 2004. V. 42 (Supp. 1). P. S1–S157.

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

2020. Выпуск 18. С. 341–343

УСЛОВИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВ ЗАПАДНОГО САЯНА

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 национальный исследовательский государственный университет
[3] Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

В последние годы накоплен значительный объем информации о расплавных включениях в хромшпинелидах, позволивший выяснить особенности формирования целого ряда ультраосновных комплексов в структурах древних и современных океанов, а также в зонах субдукции **[1–6]**. Таким образом, появилась возможность более детально рассмотреть физико-химические условия магматических процессов формирования офиолитов в ходе сравнительного анализа результатов изучения включений с подобными данными по эталонным объектам в складчатых системах и в океанических областях.

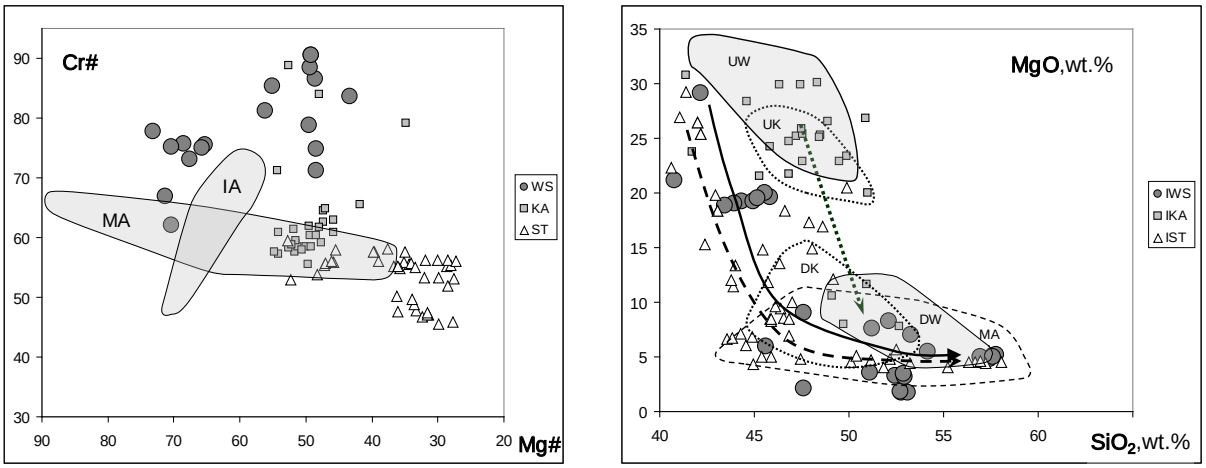
Проведенные ранее исследования включений в хромшпинелидах свидетельствуют о магматогенном происхождении дунитов Западного Саяна **[1]**. Работы в этом направлении продолжаются с привлечением оригинальных и опубликованных данных по включениям и по составам минералов из гипербазитов офиолитов Кузнецкого Алатау и Южной Тувы, а также из ультрамафитов Срединно-Атлантического хребта и Камчатки **[2–7]**.

Экспериментальные работы с расплавными включениями в хромшпинелидах проводились в лаборатории геодинамики и магматизма Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск). Изучение составов минералов и расплавных включений было выполнено в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» СО РАН (г. Новосибирск) с помощью рентгеновского микроанализатора Camebax-Micro и на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU.

На рисунке, составленном на основе оригинальных данных и с использованием информации из работ **[5, 6]**, видно, что для хромшпинелидов из дунитов Западного Саяна (WS) характерен явный рост хромистости (Cr# от 67 до 91) на фоне падения Mg#, совпадающий с направлением тренда хромитов из гипербазитов ксенолитов Авачинского вулкана Камчатки (IA), в отличие от хромшпинелидов из дунитов Южной Тувы (ST), для которых отмечается приуроченность к хромитам из ультрамафитов Срединно-Атлантического хребта (MA), содержащих меньше хрома и имеющих плавный отрицательный наклон распределения данных. Хромшпинелиды из дунитов Кузнецкого Алатау (KA) обладают двойственными свойствами: основная часть значений попадает в поле океанических хромитов, но есть и высокохромистые минералы с островодужными характеристиками. Ассоциация преимущественно с минералами из перидотитовых ксенолитов Курило-Камчатской островной дуги характерна по соотношениям ключевых компонентов (NiO, MnO–Fo) и для оливинов из дунитов Западного Саяна.

Составы расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Западного Саяна (IWS) изменяются от пикритов до базальтов и андезибазальтов, фактически трассируя на диаграмме $MgO–SiO_2$ эволюцию расплавов при переходе от формирования ультрамафитов (UW) к образованию даек (DW), располагающихся в поле включений в хромитах из ультрамафитов Срединно-Атлантического хребта (MA). Подобные особенности характерны также для составов включений в хромитах из дунитов Южной Тувы (IST) и Кузнецкого Алатау (IKA). В последнем случае тренды включений и составов пород от ультрамафитов (UK) к дайкам (DK) практически совпадают.

Физико-химические условия магматических систем (эволюционировавших при формировании офиолитов Западного Саяна) выяснены с помощью расчетного моделирования по программам COMAGMAT **[8]** и PETROLOG **[9]** на основе данных по расплавным включениям в хромшпинелидах. Важная для проведения расчетов информация была получена в результате исследования включений, содержащих кристаллики амфиболов. Присутствие этого минерала



Состав хромшпинелидов и расплавных включений в них из дунитов Западного Саяна. Пояснения см. в тексте.

свидетельствует о достаточно высоких содержаниях воды в расплаве, а анализ состава амфибола позволил по минералогическим термобарометрам **[10]** установить параметры расплавов (910 °C, 7.1 кбар), согласующиеся с полученными с помощью этого же метода данными по перидотитам Авачинского вулкана (Камчатка) – 1105–900 °C, 13.8–4.5 кбар **[5]**.

Моделирование в COMAGMAT декомпрессионной кристаллизации исходного пикритового расплава (от 10 кбар, буфер QFM, 1 мас. % H_2O, состав – данные по включению с MgO 19.26 мас. % из основной группы в начале тренда) показало, что оливины начали кристаллизоваться около 1455 °C. В ходе снижения параметров (5.5–4.8 кбар, содержание MgO 8.9–8.2 мас. % соответствует данным по включениям базальтового состава) происходила кристаллизация клинопироксена (1210–1195 °C) и плагиоклаза (1200–1195 °C). Расчеты в PETROLOG для рассмотренного пикритового расплава подтверждают достаточно высокие температуры кристаллизации оливина (начиная с 1475 °C), показывая более низкие параметры (1300 °C) образования хромитов при высоких (около 9 кбар) давлениях. В случае базальтовых расплавов (MgO 8.2 мас. %) температуры кристаллизации (при 5 кбар) клинопироксена (1270–1170 °C) и плагиоклаза (1260–1145 °C) также близки к данным по COMAGMAT.

Близкие параметры кристаллизации клинопироксена (1210–1145 °C) были получены при моделировании ситуации в верхних камерах при формировании габбро-диабазовых дайковых комплексов (состав расплава – данные по включению с MgO 8.2 %, при 1 кбар) по программе PETROLOG, показавшем ликвидусную кристаллизацию хромшпинелида при температурах 1230–1180 °C. При этом расчетные (Cr# 75–80) составы шпинелей соответствуют реальным значениям, что свидетельствует о достоверности полученных данных. Расчеты с помощью PETROLOG на основе информации по менее магнезиальным (MgO 3.3 %) включениям показали перекрытие параметров кристаллизации (при 1 кбар) клинопироксена (1070–980 °C) и плагиоклаза (1260–1025 °C).

В целом, исследования минералов и расплавных включений в хромшпинелидах свидетельствуют об участии при формировании офиолитов Западного Саяна магматических систем, эволюционирующих по составу (от пикритов к базальтам и андезибазальтам) и по *P-T* параметрам кристаллизации минералов: оливины (1475–1455 °C, около 9 кбар), хромшпинелиды (1300 °C, 9 кбар → 1230–1180 °C, 1 кбар), клинопироксены (1270–1170 °C, 5 кбар → 1070–980 °C, 1 кбар), плагиоклазы (1260–1145 °C, 5 кбар → 1260–1025 °C, 1 кбар), с последовательным образованием ультрамафитового комплекса в глубинных камерах и дайковых серий в приповерхностных условиях.

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

[1] *Симонов В.А., Ковязин С.В., Ступаков С.И.* Роль магматических систем при формировании дунитов из офиолитов Западного Саяна // Рудоносность ультрамафит-мафитовых и карбонатитовых комплексов складчатых областей. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 66–68.

[2] *Симонов В.А., Шарков Е.В., Ковязин С.В.* Петрогенезис Fe-Ti интрузивных комплексов в районе Сьерра-Леоне, Центральная Атлантика // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 521–538.

[3] *Симонов В.А., Ковязин С.В.* Условия генезиса перидотитов Центральной Атлантики (данные по расплавным включениям) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 193–195.

[4] *Тимина Т.Ю., Ковязин С.В., Томиленко А.А.* Состав расплавных и флюидных включений в шпинели из ксенолитов перидотитов Авачинского вулкана (Камчатка) // ДАН. 2012. Т. 442. № 2. С. 239–243.

[5] *Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В.* Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 5. С. 701–722.

[6] *Ionov D.A., Benard A., Plechov P.Y.* Melt evolution in subarc mantle: evidence from heating experiments on spinel-hosted melt inclusions in peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano (Kamchatka, Russia) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2011. V. 162. P. 1159–1174.

[7] *Ishimaru S., Arai S., Ishida Y., Shirasaka M., Okrugin V.M.* Melting and multi-stage metasomatism in the mantle wedge beneath a frontal arc inferred from highly depleted peridotite xenoliths from the Avacha volcano, Southern Kamchatka // Journal of Petrology. 2007. V. 48. P. 395–433.

[8] *Ariskin A.A., Barmina G.S.* COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // Geochemistry International. 2004. V. 42 (Supp. 1). P. S1–S157.

[9] *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.

[10] *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.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 344–346

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ – ИСТОЧНИКОВ ХРОМШПИНЕЛИДОВ ИЗ ТРИАСОВЫХ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

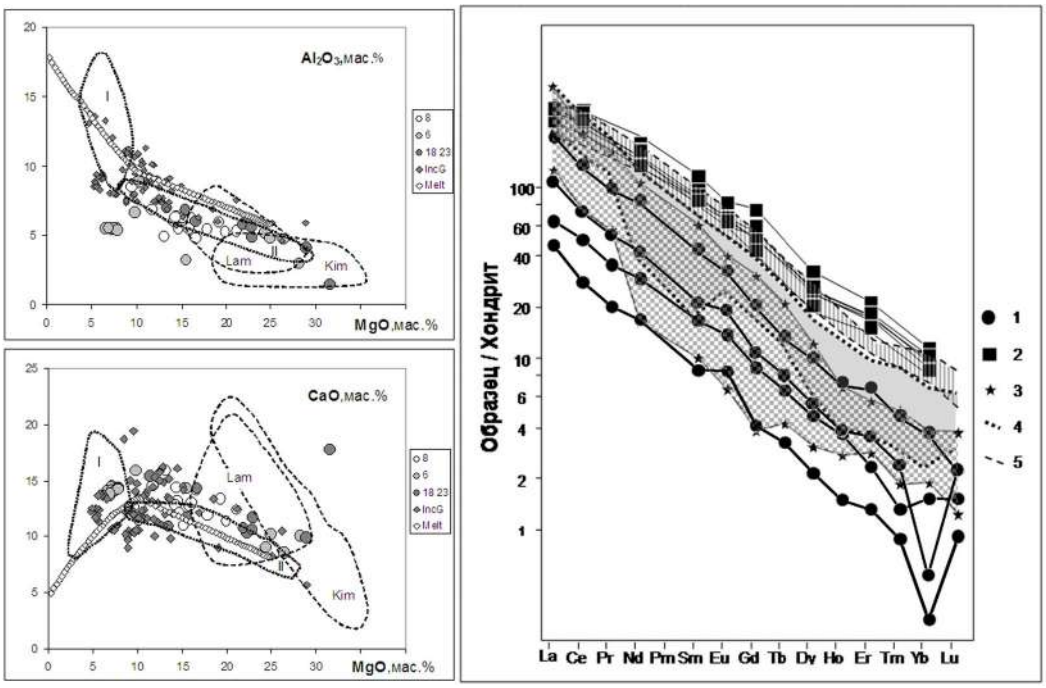
В.А. Симонов[1, 2, 3], А.В. Котляров[1, 3], Е.И. Николенко[1, 4], Ю.Р. Васильев[1], Т.А. Алифирова[1, 5], В.В. Шарыгин[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kotlyarov@igm.nsc.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет
[3] Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет
[4] Мирный, Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ПАО)
[5] Vienna, Austria, Department of Lithospheric Research, University of Vienna

На основе результатов экспедиционных исследований и последующей аналитической обработки собранных коллекций накоплена представительная информация по хромшпинелидам из осадочных ассоциаций северной части Сибирской платформы **[1]**, в том числе получены данные по силикатным включениям в хромитах **[1, 2]**. Несмотря на это, ряд вопросов, связанных с выяснением физико-химических параметров формирования магматических комплексов, являющихся источниками хромшпинелидов из триасовых отложений северо-востока Сибирской платформы, остается открытым. Перспективным путем решения этих проблем является использование данных по расплавным включениям и расчетное моделирование на основе их составов **[2]**. В связи с этим были проведены детальные исследования (включая высокотемпературные эксперименты и анализ составов) расплавных включений в хромшпинелидах, собранных в различных районах Полярной Сибири, включая Гулинский щелочно-ультрабазитовый массив как возможный источник хромитов в осадочных сериях. Отбор проб из отложений верхнего триаса северо-востока Сибирской платформы проводился в приустьевой части р. Оленек (участок № 1), на побережье моря Лаптевых (Оленекский залив, № 2) и в нижнем течении р. Лены (№ 3).

При исследовании включений в хромшпинелидах была применена оригинальная методика высокотемпературных экспериментов с нагревом проб до температуры 1330–1340 °С в графитовых микроконтейнерах с использованием микрокамеры на основе силитового нагревателя **[3]**. Экспериментальные работы с расплавными включениями проводились в лаборатории геодинамики и магматизма Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск). Исследования состава минералов и расплавных включений были выполнены в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» СО РАН (г. Новосибирск) с помощью рентгеноспектрального микроанализатора JEOL JXA-8100 SuperProbe, рентгеновского микроанализатора Camebax-Micro и на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU. Содержания редких и редкоземельных элементов в прогретых и закаленных расплавных включениях изучались с помощью LA ICP MS во Франкфуртском университете имени Гёте (Германия).

На рисунке, составленном на основе оригинальных данных по основным и редкоземельным (РЗЭ) элементам и с использованием информации из работ **[4–7]**, приведены результаты исследования расплавных включений в хромшпинелидах из триасовых отложений детально изученных участков: устья р. Оленек (8), побережья Оленекского залива (6), нижнего течения р. Лены (18 23). Диаграммы Al_2O_3–MgO и CaO–MgO показывают широкие вариации магнезиальности рассмотренных включений начиная с пикритовых содержаний (31.5 мас. %) магния. При этом они трассируют изменения составов (с падением MgO) в последовательности: кимберлиты (Kim) – лампрофиры (Lam) – щелочные породы Гулинского массива (I), согласуясь с данными по расплавным включениям в оливинах из меймечитов (II), а также по включениям в хромшпинелидах (IncG) и трендом пикритового расплава (Melt) Гулинского массива. Таким образом, источником изученных хромшпинелидов мог быть как сам этот массив, так и подобные ультраосновные интрузивные комплексы, скрытые в настоящее время осадочными



Состав расплавных включений в хромшпинелидах из триасовых отложений северо-востока Сибирской платформы. Пояснения см. в тексте.

отложениями. В то же время часть данных по включениям в хромшпинелидах из районов в устье р. Оленек и в нижнем течении р. Лены тесно ассоциирует с точками составов кимберлитов и лампрофиров.

Данные по геохимии расплавных включений подтверждают сложность магматических процессов формирования пород, являющихся источниками хромитов, из отложений северо-востока Сибирской платформы. В частности (рисунок), рассмотренные включения (1) по характеру распределения РЗЭ попадают в поля данных по кимберлитам (3) и лампрофирам (4), показывая практически те же направления спектров со значительным накоплением легких лантаноидов, что и включения в хромшпинелидах Гулинского массива (2) и включения в оливинах меймечитов (5). В целом, данные по РЗЭ свидетельствуют о существовании плюмовых магматических систем, имеющих тесную связь с развитием кимберлитов, а также лампрофиров.

Использование данных по составам силикатных расплавных включений, при расчетном моделировании с помощью современных программ **[8–10]** (COMAGMAT, PETROLOG, WinPL,tb), дало возможность определить *P-T* параметры формирования магматических пород, являющихся источниками рассмотренных хромшпинелидов. Прежде всего, были определены температуры ликвидусной кристаллизации хромшпинелидов: приустьевая часть р. Оленек – около 1315 °С, участок № 1, побережья Оленекского залива – около 1295 °С, № 2, района нижнего течения р. Лены – около 1275 °С, № 3. Необходимо отметить, что эти параметры заметно ниже расчетных данных полученных нами ранее **[2]** на основе составов наиболее магнезиальных включений – 1425–1395 °С. Для оливинов из включений в хромшпинелидах были оценены давления и температуры процессов кристаллизации (средние значения): 4.5 кбар, 1230 °С (№ 1); 4.5 кбар, 1220 °С (№ 2); 4.1 кбар, 1240 °С (№ 3). В случае клинопироксенов из включений в хромшпинелидах установлены следующие *P-T* параметры кристаллизации: приустьевая часть р. Оленек № 1, 3.1–1.0 кбар, 1245–1220 °С, побережье Оленекского залива № 2, 3.1–1.5 кбар, 1285–1200 °С, район нижнего течения р. Лены № 3, 3.2–2.0 кбар, 1250–1205 °С.

В целом, исследования расплавных включений свидетельствуют об участии при кристаллизации хромшпинелидов из отложений северо-востока Сибирской платформы щелочных магм, близких по составу к расплавам Гулинского массива, а также имеющих определенное сходство с составами кимберлитов и лампрофиров. Расчетное моделирование на основе данных по расплавным включениям в хромшпинелидах позволило выяснить параметры кристаллизации минералов (хромшпинелиды – 1425–1395 °С и 1315–1275 °С, оливины – 4.5–4.1 кбар, 1240–1220 °С и клинопироксены – 3.2–1.0 кбар, 1285–1200 °С) магматических пород – источников рассмотренных хромитов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, договора № 14.Y26.31.0029, и РФФИ (проект № 18-45-140027).

[1] *Николенко Е.И., Логвинова А.М., Изох А.Э., Афанасьев В.П., Олейников О.Б., Биллер А.Я.* Ассоциация хромшпинелидов из верхнетриасовых гравелитов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 10. С. 1680–1700.

[2] *Симонов В.А., Котляров А.В., Николенко Е.И., Королюк В.Н.* Расплавные включения в хромшпинелидах: источник прямой информации об условиях базит-ультрабазитовых магматических систем северо-востока Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 17. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. С. 240–242.

[3] *Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В.* Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов юго-востока Сибирской платформы // Петрология. 2011. Т. 19. № 6. С. 579–598.

[4] *Boynton W.V.* Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.

[5] *Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н.* Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия. 1991. № 8. С. 1084–1095.

[6] *Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г.* Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1293–1334.

[7] GEOROC http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/.

[8] *Ariskin A.A., Barmina G.S.* COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // Geochemistry International. 2004. V. 42 (Supp. 1). P. S1–S157.

[9] *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.

[10] *Yavuz F., Yıldırım D.K.* WinPLtb: A Windows Program for Pyroxene-Liquid Thermobarometry // Periodico di Mineralogia. 2018. V. 87. P. 149–172.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 347–348

ТЕКТОНИЗИРОВАННЫЕ ОФИОЛИТЫ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Е.В. Скляров[1, 2], А.В. Лавренчук[3, 4], Е.В. Пушкарев[5]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru
[2] Владивосток, Дальневосточный федеральный университет, skl@crust.irk.ru
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, alavr@uiggm.nsc.ru
[4] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, alavr@mail.ru
[5] Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УРО РАН, pushkarev.1958@mail.ru

Офиолиты являются важнейшими индикаторами при тектонических реконструкциях разноранговых и разновозрастных складчатых структур. Во многих коллизионных и субдукционно-аккреционных орогенах офиолиты присутствуют в виде разрозненных тектонизированных фрагментов, претерпевших сильные структурные и метаморфические изменения. В таком случае диагностика и корректное обоснование природы базитовых и ультрабазитовых тел представляет собой сложную и не всегда решаемую задачу, а реконструкция синтезированного офиолитового разреза проводится по разрозненным фрагментам. Дополнительные сложности возникают в террейнах с высокой степенью метаморфизма, когда первично-магматические структуры и минеральные ассоциации полностью уничтожены в процессе коллизионного орогенеза. Именно к таким и относится Ольхонский террейн, расположенный в северо-восточной краевой части Центрально-Азиатского орогенного пояса **[2]**.

В пределах нижнепалеозойского Ольхонского террейна, являющегося составной частью Байкальского коллизионного пояса в южном обрамлении Сибирского кратона, присутствуют многочисленные разрозненные фрагменты офиолитовой ассоциации. Они представлены мелкими (n – n·100 м) телами ультрабазитов и более крупными (до 1 км) массивами габбро (рисунок). Среди ультрабазитов преобладают дуниты и гарцбургиты, в меньшей степени распространены энстатититы, верлиты и клинопироксениты. Габброиды массивов широко варьируются по соотношению преобладающих клинопироксена, оливина и плагиоклаза от лейко- до меланогаббро. Отмечаются клинопироксениты и анортозиты, образующие маломощные прослои и шлиры среди габброидов.

Набор ультраосновных пород соответствует офиолитам гарцбургитового типа **[3]**, характерным для супрасубдукционных зон. Геохимические особенности габброидов также предполагают их формирование в геодинамической обстановке задуговых бассейнов, которые существовали вдоль южной окраины Сибирского кратона в неопротерозое. По химическому составу выделяется две группы габброидов, соответствующих нижним и верхним габбро офиолитовых ассоциаций. В большинстве из них на спайдер-диаграммах фиксируются Ta-Nb минимумы и Sr максимумы, типичные для базитовых пород офиолитов супрасубдукционных зон **[4, 5]**.

Минеральные ассоциации ультрабазитов Ольхонского террейна (Ol+Opx+Chl+Chr) отражают этап их преобразований в стадию регионального метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой фации (500–600 °C). Метаморфизм ультрабазитов сопровождался относительно высокотемпературным метасоматозом, обусловившим образование оливин-плеонаст-энстатитовых, анортит-гранат-фассаитовых пород и гранатовых амфиболитов, составы минералов в которых в отдельных случаях соответствуют скарновым парагенезисам.

Полученные значения возраста циркона из амфибол-магнетит-хлоритовых пород, залегающих среди перидотитов в массиве Тог (465±3 млн лет) **[6]** корреспондируют с возрастом жил плагиоклазитов в массиве Шида **[1]** и соответствуют возрасту регионального метаморфизма Ольхонского террейна. Возраст образования офиолитов не известен, с большой долей вероятности можно предполагать, что он соответствует неопротерозою.

Несмотря на то, что характер проявления блоков ультрабазитов и более крупных тел габброидов в большой степени соответствует тектонической обстановке аккреционной призмы,

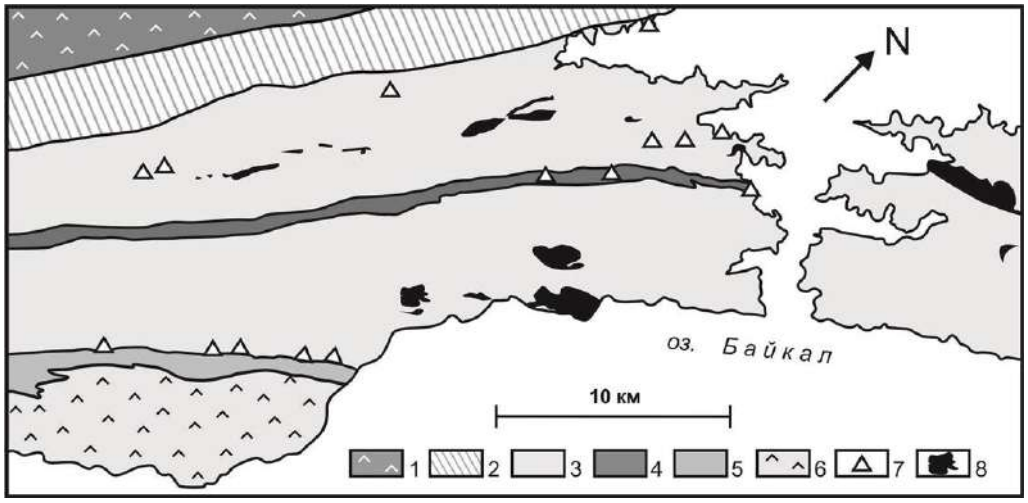


Схема распространения офиолитовых ультрабазитов и габбро в северо-восточной части Приольхонья. *1* – Сибирский кратон; *2–8* – комплексы Ольхонского террейна: *2* – мраморы, гнейсы и мафитовые гранулиты, *3* – существенно гранит-гнейсовая толща с подчиненным количеством амфиболитов, мраморов и кварцитов, *4* – существенно амфиболитовая Главная сдвиговая зона, *5* – микротеррейн Орсо, разделяющий Крестовский островодужный террейн (с юго-востока) и коллаж микротеррейнов, *6* – островодужные существенно карбонатно-амфиболитовые образования Крестовского субтеррейна с массивами габбро, *7* – массивы ультрабазитов, *8* – массивы габбро.

метаморфизованной в процессе коллизионного орогенеза, есть веские основания считать, что все они являются фрагментами крупного офиолитового покрова, вовлеченного в складчатую структуру во время фронтальной коллизии Ольхонского композитного террейна с Сибирским кратоном. Этот офиолитовый покров был дезинтегрирован на мелкие тела, наблюдаемые на современном срезе, во время широко проявленных сдвиговых деформаций позднего этапа в режиме косой коллизии.

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИЗК СО РАН, ИГМ СО РАН и ИГГ УрО РАН. При поддержке Российского научного фонда проведены аналитические исследования минералов (проект 18-17-00101), а при поддержке правительства Российской Федерации – датирование цирконов (проект 075-15-2019-1883).

[1] *Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г., Волкова Н.И., Колотилина Т.Б., Михеев Е.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Хлестов В.В., Хромых С.В.* Реститовые гипербазиты в коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1562–1582.

[2] *Федоровский В.С., Скляров Е.В.* Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 4. С. 331–418.

[3] *Boudier F., Nicolas A.* Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments // Earth and Planetary Science Letters. 1985. V. 76. P. 84–92.

[4] *Dilek Y., Furnes H.* Ophiolites and their origins // Elements. 2014. V. 10. P. 93–100.

[5] *Shervais J.W.* Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2001. V. 2. 2000GC000080. doi:10.1029/2000GC000080.

[6] *Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Fedorovsky V.S., Pushkarev E.V., Semenova D.V., Starikova A.E.* Dismembered ophiolite of the Olkhon Composite Terrane (Baikal, Russia): Petrology and emplacement // Minerals. 2020. V. 10. 305. doi:10.3390/min10040305.

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

2020. Выпуск 18. С. 349–351

ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДАУРСКОЙ СЕРИИ АРГУНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА

Ю.Н. Смирнова

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

Аргунский континентальный массив является значимой тектонической единицей восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. В качестве фундамента этого массива традиционно рассматриваются раннедокембрийские комплексы, метаморфизованные в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации **[1, 2 и др.]**. Однако полученные в настоящее время геохронологические данные свидетельствуют о том, что протолиты наиболее известных метаморфических комплексов этого массива, ранее относимых к архею или раннему протерозою, имеют возраст не древнее позднего протерозоя **[3–6 и др.]**. В этой связи для понимания истории формирования Аргунского континентального массива одной из главных задач является исследование позднепротерозойских магматических, осадочных и метаморфических комплексов.

В данной работе представлены результаты исследований химического состава условно неомезопротерозойских осадочных пород даурской серии Аргунского континентального массива, которые, вероятно, являются одними из наиболее древних стратифицированных образований, в связи с чем несут в себе важную информацию о докембрийской истории формирования массива. В составе даурской серии выделяются (снизу вверх) урулюнгуйская, дырбылкейская и нортуйская свиты **[7]**. Наша коллекция образцов была отобрана в пределах Аргунского хребта (урулюнгуйская свита – 50°24′28.2″ с.ш., 118°49′18.3″ в.д., дырбылкейская свита – 50°30′23.6″ с.ш., 118°48′08.4″ в.д.).

Среди отобранных осадочных пород урулюнгуйской свиты преобладают песчаники. Они представлены темно-серыми и светло-серыми с коричневатым оттенком разновидностями с мелко- и крупнозернистой псаммитовой структурой. Текстура массивная, слоистая горизонтальная прямолинейная и косоволнистая прерывистая. Обломочный материал (0.10–1.00 мм) угловатой, полуугловатой формы и представлен преимущественно кварцем (40–70 %). В меньшем количестве присутствуют обломки серицит-кварцевых сланцев (до 7 %), чешуйки мусковита, биотита и хлорита (до 3 %). Кроме того, в песчаниках установлены единичные обломки гранитов и полевых шпатов. Цемент контактовый либо базальный серицит-кварцевого состава с примесью углеродистого вещества. Акцессорные минералы: циркон, апатит, гранат, сфен, магнетит, гидроксиды железа.

В нашей коллекции образцов, характеризующих осадочные породы дырбылкейской свиты, присутствуют песчаники, алевропесчаники и алевролиты. Песчаники желтовато-серого и светло-серого цвета с псаммитовой мелко- и среднезернистой структурой и массивной либо слоистой прямолинейной горизонтальной текстурой. Обломочный материал (0.10–0.50 мм) угловатой и полуугловатой формы и представлен кварцем (20–50 %), полевыми шпатами (10–25 %), чешуйками мусковита, серицита и биотита (15–30 %). Также в песчаниках присутствуют единичные обломки слюдистых сланцев и гранитов. Акцессории: циркон, сфен, апатит, гранат, магнетит, гидроксиды железа.

Алевропесчаники и алевролиты дырбылкейской свиты темно-серого и светло-серого цвета с массивной текстурой и бластоалевропсаммитовой и грубой алевритовой структурой соответственно. Обломки (0.05–0.25 мм) угловатой и полуугловатой формы. В составе преобладает кварц (25–45 %) при подчиненном количестве полевых шпатов (до 10 %), мусковита, хлорита (5–15 %), гранитов (единичные обломки). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, магнетитом, гранатом, гидроксидами железа.

Информативность химического состава осадочных пород известна достаточно давно, и это обстоятельство положено в основу различных дискриминационных диаграмм. Так, на классификационной диаграмме (Fe_2O_3+FeO+MgO+MnO+TiO_2) – SiO_2 – (Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O) **[8]**

фигуративные точки составов пород урулюнгуйской свиты расположены в поле кварцевых песчаников, тогда как отложения дырбылкейской свиты смещены в сторону пород полимиктового состава.

В осадочных породах урулюнгуйской свиты отмечаются низкие содержания суммы редкоземельных элементов (ΣREE=29–74 г/т) при умеренно дифференцированном спектре распределения лантаноидов ([La/Yb]n=5.67–15.86) и четко проявленной отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu*=0.58–0.72). В породах дырбылкейской свиты уровень концентраций лантаноидов выше (57–199 г/т). Характер распределения редкоземельных элементов более дифференцирован ([La/Yb]n=3.63–29.79), а величина европиевой аномалии изменяется от 0.23 до 0.55.

По сравнению с составом верхней континентальной коры породы урулюнгуйской свиты отчетливо деплетированы в отношении практически всех литофильных элементов, за исключением Zr (161–307 г/т), что, вероятно, связано с преимущественно кварцевым составом песчаников, тогда как в отложениях дырбылкейской свиты концентрации большинства микроэлементов близки к таковым в верхней континентальной коре при дефиците Rb (6–150 г/т), Pb (1.5–5.8 г/т), Nb (15–22 г/т), Ta (0.30–0.82 г/т), Sr (27–121 г/т), Ba (23–438 г/т), Y (5–11 г/т).

На диаграммах La/Sc – Th/Co **[9]**, Hf – La/Th **[10]**, Th – La – Sc **[9]** фигуративные точки составов осадочных пород урулюнгуйской и дырбылкейской свит лежат в поле осадков, сформированных за счет размыва пород преимущественно кислого состава. Данный вывод согласуется с присутствием в составе исследованных образцов обломков гранитов. Вероятными источниками сноса послужили неопротерозойские магматические образования, установленные в западной части Аргунского континентального массива **[6, 11–13 и др.]**.

В свою очередь, на дискриминационных диаграммах Co–Th–Zr/10, Th–La–Sc, Sc–Th–Zr/10 **[14]**, которые позволяют определить палеотектоническую обстановку накопления, фигуративные точки состава пород урулюнгуйской и дырбылкейской свит расположены вдоль границы, разделяющей песчаники континентальной островной дуги и пассивной континентальной окраины. Однако, с учетом присутствия в составе урулюнгуйской и дырбылкейской свит конгломератобрекчий, конгломератов, гравелитов, обломков вулканических и магматических пород **[7]**, слабую степень окатанности обломочного материала, наиболее вероятно, что их накопление происходило в период тектонической и магматической активности региона.

Таким образом, результаты исследований химического состава пород в совокупности с накопленными к настоящему времени геологическими данными позволили установить, что отложения урулюнгуйской и дырбылкейской свит накапливались в обстановке, определяемой субдукционными процессами при размыве пород преимущественно кислого состава.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00195).

[1] Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: ХГГГП, 1994.

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

[3] *Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др.* Мезозойский возраст гранитоидов бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. 2009. Т. 429. № 6. С. 779–783.

[4] *Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Котов А.Б. и др.* Экзотический Инимский блок Аргунского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты U-Th-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // ДАН. 2019. Т. 484. № 6. С. 734–738.

[5] *Wu G., Chen Y., Chen Y. et al.* Zircon U-Pb ages of the metamorphic supracrustal rocks of the Xinghuadukou Group and granitic complexes in the Argun massif of the northern Great Hinggan Range, NE China, and their tectonic implications // Journal of Asian Earth Sciences. 2012. V. 49. P. 214–233.

[6] *Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z. et al.* Early Paleozoic metamorphic rocks of the Erguna block in the Great Xing'an Range, NE China: evidence for the timing of magmatic and metamorphic events and their tectonic implications // Tectonophysics. 2011. V. 499. P. 105–117.

[7] *Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист M-50. Третье поколение / Ред. В.В. Старченко. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.

[8] *Коссовская А.Г., Тучкова М.И.* К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 2. С. 8–24.

[9] *Cullers R.L.* Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chemical Geology. 2002. V. 191. P. 305–327.

[10] *Floyd P.A., Leveridge B.E.* Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // Journal of the Geological Society. 1987. V. 144. P. 531–542.
[11] *Голубев В.Н., Чернышев И.В., Котов А.Б. и др.* Стрельцовский урановорудный район: изотопно-геохронологическая (U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd) характеристика гранитоидов и их место в истории формирования урановых месторождений // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 553–571.
[12] *Tang J., Xu W.L., Wang F. et al.* Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2013. V. 224. P. 597–611.
[13] *Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C. et al.* Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 41. P. 1–30.
[14] *Bhatia M.R., Crook K.A.W.* Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. V. 92. P. 181–193.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 352–353

ИСТОЧНИКИ СНОСА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДАУРСКОЙ СЕРИИ АРГУНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

Ю.Н. Смирнова, Ю.В. Смирнов

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

В строении Аргунского континентального массива к одним из наиболее древних стратифицированных образований относятся условно-неомезопротерозойские осадочные породы даурской серии. В составе серии, согласно **[1]**, выделена следующая последовательность осадочных образований: 1 – дресвяники, осадочные брекчии, конгломератобрекчии, конгломераты, кварцевые и аркозовые песчаники и гравелиты, которые сменяются тонкообломочными породами с горизонтами карбонатных пород (урулюнгуйская свита, 2670 м); 2 – доломиты, известковистые доломиты и известняки, среди которых залегают пачки гравелитов, песчаников, алевролитов, кварц-серицитовых и углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев (дырбылкейская свита, 5000 м); 3 – кварцевые и аркозовые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами, выше которых залегают известняки и известковистые доломиты (нортуйская свита, 2000 м). На основании единичных находок водорослей, а также микрофитолитов, строматолитов **[1, 2]** возраст отложений даурской серии принят условно неомезопротерозойским (условно-позднерифейским – в стратиграфической шкале России).

В данной публикации представлены результаты U-Th-Pb изотопных исследований детритовых цирконов из песчаников урулюнгуйской (обр. Ю-112) и дырбылкейской (обр. Ю-115-2) свит даурской серии Аргунского континентального массива с целью выявления основных источников сноса кластического материала.

Из мелко- и среднезернистого песчаника урулюнгуйской свиты (обр. Ю-112) было извлечено 117 зерен детритовых цирконов. Конкордантные оценки возраста получены для 98 зерен цирконов, отвечающих трем возрастным группам: неомезоархейской (3112–2502 млн лет, 20 зерен), палеопротерозойской (2495–1692 млн лет, 44 зерна) и неомезопротерозойской (1381–877 млн лет, 34 зерна). Для 31 зерна детритовых цирконов характерен неопротерозойский, а именно тонийский, возраст. На кривой относительной вероятности возрастов детритовых цирконов выделяются пики 2823, 2763, 2578, 2514, 2072, 2005, 1915, 1844, 899 млн лет. Наиболее молодое зерно циркона имеет конкордантный возраст 877±5 млн лет.

Из 118 зерен детритовых цирконов из мелкозернистого песчаника дырбылкейской свиты (обр. Ю-115-2) конкордантные оценки возраста получены для 104 зерен, которые также отвечают трем возрастным группам: неоархейской (2746–2565 млн лет, 6 зерен), палеопротерозойской (2311–1787 млн лет, 12 зерен) и неомезопротерозойской (1505–732 млн лет, 86 зерен). Доминирующая часть цирконов (73 зерна) имеют неопротерозойский возраст. На кривой относительной вероятности возрастов детритовых цирконов выделяются пики 2728, 2074, 1970, 1036, 893, 771 млн лет. Наиболее молодое зерно циркона имеет конкордантный возраст 732±9 млн лет.

Согласно проведенным исследованиям установлено, что в песчаниках урулюнгуйской и дырбылкейской свит доминирующая часть цирконов имеет неопротерозойский (тонийский) возраст. Эти цирконы характеризуются осцилляторной зональностью и величиной U/Th=1.1–6.0, что указывает на их магматическое происхождение. Основными источниками сноса, вероятно, послужили неопротерозойские магматические образования, выявленные в пределах западной части Аргунского континентального массива **[3–6 и др.]**. Вопрос об источниках и областях сноса детритовых цирконов раннедокембрийского возраста остается открытым, поскольку в настоящее время отсутствуют геохронологические данные, подтверждающие участие раннедокембрийских магматических и метаморфических комплексов в геологическом строении Аргунского континентального массива.

Кроме того, не исключено, что осадочные породы даурской серии слагают «экзотический блок», внедренный в структуру Аргунского континентального массива, так как в составе пес-

чаников урулюнгуйской и дырбылкейской свит присутствует значительное количество раннедокембрийских цирконов. В то же время цирконы раннедокембрийского возраста практически отсутствуют в изученных ранее метаморфических комплексах **[6]**, в палеозойских **[7, 8]** и мезозойских **[9]** осадочных отложениях Аргунского континентального массива.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00195).

[1] *Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист M-50. Третье поколение / Ред. В.В. Старченко. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.

[2] *Озерский А.Ф., Винниченко Е.Л.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Приаргунская серия. Лист M-50-XVII. Издание второе / Ред. В.В. Старченко. Чита: Читагеолсъемка, 2000.

[3] *Голубев В.Н., Чернышев И.В., Котов А.Б. и др.* Стрельцовский урановорудный район: изотопно-геохронологическая (U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd) характеристика гранитоидов и их место в истории формирования урановых месторождений // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 553–571.

[4] *Tang J., Xu W.L., Wang F. et al.* Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research. 2013. V. 224. P. 597–611.

[5] *Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C. et al.* Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 41. P. 1–30.

[6] *Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z. et al.* Early Paleozoic metamorphic rocks of the Erguna block in the Great Xing'an Range, NE China: evidence for the timing of magmatic and metamorphic events and their tectonic implications // Tectonophysics. 2011. V. 499. P. 105–117.

[7] *Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И.* Геохимические особенности, обстановки накопления и источники материала нижнепалеозойских отложений Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литология и полезные ископаемые. 2016. № 6. С. 564–582.

[8] *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.

[9] *Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б. и др.* Источники юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd) и геохронологических (U-Pb, LA-ICP-MS) исследований // ДАН. 2015. Т. 465. № 6. С. 706–710.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 354–356

КРИОГЕНИЙ И ЭДИАКАРАН В ПРИСАЯНЬЕ И ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ (ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Ю.К. Советов, В.А. Верниковский, 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

Получены новые данные о генезисе, стратиграфии и возрасте позднедокембрийских ледниковых отложений в Присаянье **[1, 2]**. Новые седиментологические наблюдения в марнинской свите Присаянья дают основание для идентификации трех дискретных эпизодов неопротерозойских оледенений, а также границ между тонием и криогением, криогением и эдиакараном на Сибирском кратоне.

История обоснования верхних стратиграфических подразделений неопротерозоя подробно рассмотрена в **[3–5]**. Принятая и ратифицированная Международной стратиграфической комиссией нижняя граница криогения находится непосредственно под ледниковыми отложениями со стандартизированным возрастом начала оледенения около 720 млн лет, а эдиакарана – выше отложений стратиграфически самой высокой пачки ледниковых отложений в основании перекрывающих кэп-карбонатов с принятым возрастом около 635 млн лет **[3, 5]**. Очень подробная седиментологическая, палеогеографическая, геохимическая и геохронологическая характеристика границ двух систем дана в обобщающей коллективной работе **[6]**, которая на сегодняшний день представляет собой наиболее полный синтез опорных знаний для обоснования глобальной стратиграфии отложений неопротерозоя. Недавно получена новая прецизионная дата 718±6 млн лет по магматическим цирконам из долеритовой дайки Нерсинского комплекса в Ийско-Туманшетском (Присаянском) прогибе и рассмотрена геологическая история прогиба **[2].** Эта дата меняет представление о времени начала седиментации марнинской свиты и возрасте ледниковых отложений в ее основании. По нашим данным, все интрузивные тела Нерсинского комплекса не пересекают границу карагасской и оселковой серии, а обломки долеритов из этого комплекса находятся в базальной пачке ледниковых отложений марнинской свиты оселковой серии **[7]**. Эти геологические и геохронологические данные обосновывают представление о том, что карагасская серия древнее криогения.

Седиментологические наблюдения привели к представлению о трех эпизодах криогенских оледенений в Присаянье со специфическими признаками **[1, 2]**. Раннее оледенение представлено пермафростовыми брекчиями, гляциофлювиальными и гляциоозерными отложениями карапчетуйской пачки, пермафростовыми брекчиями плитнинской пачки, с которыми сопоставлена нижняя пермафростовая часть уляхской пачки в разрезе на р. Уляха **[7]**. Характерные признаки оледенения: 1) отсутствие обширных ледников (и тиллитов), вечная мерзлота (пермафрост) поверх денудированных литифицированных отложений морского бассейна, 2) переотложение пермафроста временными потоками, 3) отсутствие кэп-карбонатов. Обломки пермафростовых брекчий представлены породами только из подстилающих ипситской и тагульской свит карагасской серии.

Вторая фаза оледенения сопровождалась обширным ледником и классическими диамиктитами (тиллитами) с камнями пород из подстилающих свит карагасской серии и с экзотическими обломками пород различных гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев из фундамента Сибирского кратона и, вероятно, соседних террейнов. Стратиграфически это оледенение представлено диамиктитами уляхской пачки **[1, 7]**. Перекрывающие черные алевро-аргиллиты тыгнейской пачки, а также темно-серые тонколаминитовые кэп-карбонаты чернинской пачки, которая замещает тыгнейскую пачку по латерали **[1, 2]**, накопились в эпоху дегляциации. Черные массивные тонкообломочные алевро-аргиллиты тыгнейской пачки имеют все признаки криоконита (*cryoconite*) **[6]** – поверхледниковых пылевых покровов и подледниковых бассейнов

с эоловым материалом и синседиментационным органическим веществом бактериального происхождения.

Третья фаза оледенения, которое завершилось кэп-карбонатами озеркинской пачки, представлена гляциофлювиальными отложениями красовской, кедровской и верхней части плитнинской пачки **[1]**. Собственно ледниковое происхождение имеют только небольшие по мощности слои диамиктитов в основании красовской пачки.

Седиментологические признаки двух пачек покровных доломитов (кэп-карбонатов) марнинской свиты типичны для раннекриогенского (стертовского) и позднекриогенского (маринонского) оледенения **[2, 6]**. Темно-серая окраска чернинской пачки и светлая (кремовая) окраска озеркинской пачки – типичные признаки, связанные с накоплением в генетически разных палеобассейнах **[6]**. Раннеэдиакаранский возраст кэп-карбонатов озеркинской пачки был подтвержден отрицательной аномалией на графике изотопного состава углерода, а криогенский возраст тыгнейской пачки был предсказан по единичным анализам изотопов Sr в бактериальных тонких слоях доломитов в толще черных алевро-аргиллитов тыгнейской пачки, замещающей чернинскую пачку по латерали **[8]**. Ревизия возраста ледниковых отложений в базальной части оселковой серии Присаянья изменяет представление о корреляции с осадочными сериями Енисейского кряжа, Прибайкалья и Патомского нагорья.

Наиболее яркие проявления трех пространственно ограниченных неопротерозойских оледенений сохранились в Енисейском кряже: «верхневороговское» в Верхневороговском прогибе **[9–11]**, чивидинское в Тейско-Чапском прогибе и подъемское на востоке Тейско-Чапского прогиба **[12]**. «Верхневороговские» и чивидинские диамиктиты перекрываются эдиакаранской (вендской) немчанской серией **[13]** и по возрасту криогенские. «Верхневороговские» диамиктиты традиционно объединяются в единый «чивидинский» комплекс и принимались за стратиграфически единую формацию предгорного «морского пролювия» **[9, 14, 15]**. Недавние исследования неопровержимо подтвердили по прямым признакам ледниковое происхождение диамиктитов **[10, 11]**. Подтверждены также ранее выявленные многими исследователями две особенности «верхневороговских» диамиктитов: 1) присутствие в матриксе фрагментов синседиментационных вулканических эксплозий, 2) постседиментацинный стресс-метаморфизм и кливаж. По этим признакам «верхневороговские» диамиктиты резко отличаются от чивидинских и подъемских брекчий, которые находятся в Тейско-Чапском прогибе **[12]**. Судя по раннекриогенскому возрасту продуктов вулканических извержений в терригенно-вулканогенном коврригинском комплексе, подстилающем диамиктиты **[16]**, и возрасту детритовых цирконов в матриксе диамиктитов – в среднем 665 млн лет и с пиком – 691 млн лет **[11]**, «верхневороговские» диамиктиты образовались в раннем криогении. Они сохранились в изолированном присдвиговом осадочном бассейне и отделены от чингасанской серии Тейско-Чапского осадочного бассейна интервалом времени, в котором имели место тектонические деформации. Литологически изученных аналогов «верхневороговских» диамиктитов в Присаянье и Прибайкалье нет.

Чивидинские диамиктиты со всеми признаками ледниковых отложений залегают в верхней части чингасанской серии и отделены от «верхневороговских» диамиктитов поверхностью глубокой денудации в основании континентальных отложений нижней части чингасанской серии. Эта поверхность углового несогласия и перерыва в седиментации – одна из важнейших границ в Енисейском кряже. Базальные конгломераты лопатинской свиты чингасанской серии представлены обломками пород только из подстилающих массивов: сланцев из горбилокской свиты (р. Тея), гравийно-галечных аркозов из гранитоидов (р. Чапа), т.е по этому свойству сходны с пермафростом. Стратиграфическая корреляция чивидинских тиллитов невольно выводит их на уровень раннестертовских, не связанных во времени с вулканизмом, тиллитов марнинской свиты, а перекрывающую флишевую толщу чивидинской свиты – на внутристертовский межгляциал (interlude). Брекчии и диамиктиты в основании подъемской свиты немчанской серии и красовской пачки марнинской свиты завершают третий ледниковый цикл перед началом глобального таяния ледников и образования постледниковой пачки кэп-карбонатов, маркирующей начало эдиакарана.

Приведенные данные однозначно указывают на то, что наиболее древние неопротерозойские отложения чехла на юго-западе Сибирской платформы представлены карагасской серией Присаянья, которую авторы относят к Тонийскому периоду (Tonian) **[3]**.

[1] *Sovetov J.K., Solovetskaya L.V.* Latest Cryogenian, Ediacaran and Earliest Cambrian in southwest of the Siberian Platform: stratotypes and limitotypes // Estudios Geologicos. 2019. V. 75. P. 142–146.

[2] *Romanov M., Sovetov J.K., Vernikovsky V.A., Rosenbaum G., Wilded S.A., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I.* Late Neoproterozoic evolution of the southwestern margin of the Siberian Craton: evidence from sedimentology, geochronology and detrital zircon analysis // International Geology Review. 2020. doi:10.1080/00206814.2020.1790044.

[3] *International Chronostratigraphic Chart.* International Commission on Stratigraphy, v. 2020/03. http://www.stratigraphy.org.

[4] *Shields-Zhou G.A., Porter S.M., Halverson G.P.* A new rock-based definition for the Cryogenian Period (circa 720–635 Ma) // Episodes. 2016. V. 39. P. 1–8.

[5] *Shields G.A., Halverson G.P., Porter S.M.* Descent into the Cryogenian // Precambrian Research. 2018. V. 319. P. 1–5.

[6] *Hoffman P.F., Abbot D.S., Ashkenazy Y., Benn D.I., Brocks J.J., Cohen P.A., Cox G.M., Creveling J.R., Donnadieu Y., Erwin D.H., Fairchild I.J., Ferreira D., Goodman J.C., Halverson G.P., Jansen M.F., Le Hir G., Love G.D., Macdonald F.A., Maloof A.C., Partin C.A., Ramstein G., Rose B.E.J., Rose C.V., Sadler P.M., Tziperman E., Voigt A., Warren S.G.* Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology // Science Advances. 2017. V. 3. e1600983. doi:10.1126/sciadv.1600983.

[7] *Sovetov J.K.* Late Cryogenian (Vendian) glaciogenic deposits in the Marnya Formation, Oselok Group, in the foothills of the East Sayan Range, southwestern Siberian Craton // The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations / Eds. E. Arnaud, G.P. Halverson G. Shields-Zhou. Geological Society, London, Memoirs. 2011. V. 36. P. 317–329.

[8] *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 // Guidebook on Field trip to the East Sayan Foothills (August 2–14, 2011). International Conference "Neoproterozoic Sedimentary Basins: Stratigraphy, Geodynamics and Petroleum Potential" (30 July – 14 August 2011). 2011. P. 230–239.

[9] *Николаев И.Г.* Ледниковые отложения (тиллиты) нижнекембрийского возраста в Енисейском кряже // Известия главного геолого-разведочного управления. 1930. Т. XLIX. № 7. С. 781–798.

[10] *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: Институт земной коры СО РАН, 2017. С. 223–225.

[11] *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 на севере Енисейского кряжа (вести из лаборатории) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 16. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2018. С. 142–144.

[12] *Советов Ю.К.* Оледенения и седиментация в криогенском тектонически активном осадочном бассейне (Чингасанская серия, Енисейский кряж) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 15. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. С. 258–260.

[13] *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.

[14] *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. 44–58.

[15] *Семихатов М.А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. Труды ГИН АН СССР. Вып. 68. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 242 с.

[16] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е.* Неопротерозойский рифтогенный м внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 666–688.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 357–358

МИНЕРАЛОГИЯ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ КАК ИНДИКАТОР КЛИМАТА В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

П.А. Солотчин[1], Э.П. Солотчина[1], Е.В. Безрукова[2]

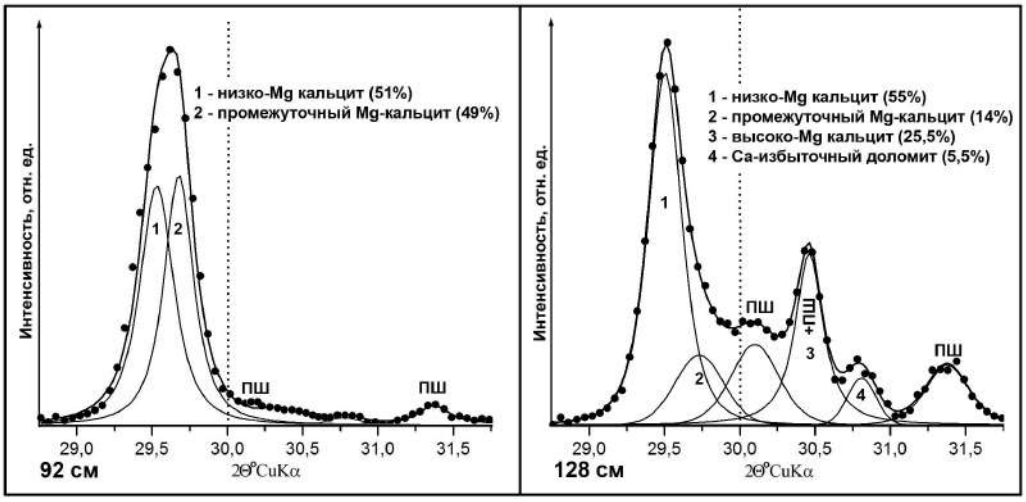
[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, paul@igm.nsc.ru
[2] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, bezrukova@igc.irk.ru

Значительное влияние, которое оказывают региональные природно-климатические факторы на осадконакопление во внутриконтинентальных бассейнах, обусловливает необходимость всестороннего исследования их донных отложений при проведении палеоклиматических реконструкций. Целью настоящей работы являлось изучение широко распространенных компонентов донных осадков озер – аутигенных карбонатных и глинистых минералов, их кристаллохимических и структурных характеристик, последовательности формирования для получения информации о прошлых изменениях климата и окружающей среды Центрального Забайкалья.

Объектом исследований послужили донные отложения оз. Арахлей, которое входит в Ивано-Арахлейскую систему озер, находящуюся на юге Витимского плоскогорья в межгорной Беклемишевской впадине между хребтами Яблоновым (на юго-востоке) и Осиновым (на северо-западе). Методы исследований – XRD анализ (дифрактометр ARL X'TRA, излучение CuK_{α}), ИК-спектроскопия, сканирующая электронная микроскопия, рентгенофлуоресцентный анализ и лазерная гранулометрия. Площадь водной поверхности оз. Арахлей составляет около 58 км^2, длина ~ 11 км, наибольшая ширина ~ 7 км, средняя глубина – 10.5 м, площадь водосбора – 256 км^2. Вода озера слабощелочная гидрокарбонатная магниево-кальциевая, величина pH=7.2–8.7, минерализация ~ 150 мг/л. Керн длиной 128 см был отобран в северо-восточной части бассейна; возраст вскрытых отложений (по данным AMS) охватывает весь голоцен и конец позднего плейстоцена до ~15500 кал. лет. Озеро не имеет постоянного поверхностного стока, поэтому 80 % расхода приходится на испарение с водного зеркала, что определяет высокую чувствительность водоема к климатическим изменениям.

Донные отложения оз. Арахлей представляют собой преимущественно органогенно-глинистый ил, в разной степени насыщенный более крупным алевритовым и песчаным материалом, в нижней части разреза карбонатизированный. В минеральном составе преобладают слоистые силикаты, кварц, полевые шпаты и карбонаты. Выявлено двучленное строение осадочного разреза. Нижняя часть (80–128 см) содержит Ca-Mg аутигенные карбонаты – Mg-кальциты и Ca-избыточные доломиты. Верхняя часть (0–80 см) – бескарбонатная, сложена преимущественно слоистыми силикатами (иллит-смектитами, иллитом, хлоритом, хлорит-смектитом, мусковитом, каолинитом) и органическим веществом. Впервые в отложениях озер Забайкалья обнаружен редкий в озерных осадках минерал уэдделлит $CaC_2O_4{\cdot}2H_2O$. Для дифференциальной диагностики слоистых силикатов применен авторский метод математического моделирования их рентгеновских дифракционных профилей **[1]**. Установлено, что среди глинистых минералов преобладают смешанослойные иллит-смектиты с высоким содержанием смектитовых межслоев и иллиты. Количество обломочного мусковита и хлорита повышено в низах разреза. Диагностика низкотемпературных хемогенных карбонатов кальцит-доломитового ряда была выполнена разложением их сложных XRD профилей на индивидуальные пики функцией Пирсона VII **[2]**. В ансамбле карбонатных минералов установлены Mg-кальциты разной степени магнезиальности (от низко- до высокомагнезиальных) и Ca-избыточные доломиты (рисунок). Определены положение, интегральная интенсивность пиков и количественные соотношения карбонатов в каждом образце.

На основании минералого-кристаллохимических исследований были выделены четыре стадии эволюции оз. Арахлей, связанные с изменениями региональных природно-климатических обстановок. Стадия I (~15.3–10.7 тыс. л.н.) характеризуется холодным сухим климатом, о чем свидетельствует присутствие высоко-Mg кальцитов и Ca-избыточных доломитов, во время осаждения которых озеро было мелководным или плайевым (рисунок, гл. 128 см). Во II



Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов осадков оз. Арахлей.

стадию (~10.7–7.5 тыс. л.н.) осаждаются низко-Mg и промежуточный Mg кальциты (рисунок, гл. 92 см), увеличивается содержание иллит-смектита и хлорит-смектита, что свидетельствует об увлажнении и потеплении климата. Граница стадий II и III (~7.5–3.8 тыс. л.н.), где карбонаты исчезают, маркирует значительное изменение структуры водного баланса оз. Арахлей и повышение аридности климата. На дальнейший рост аридности в стадию IV (~3.8 тыс. л.н. – наши дни) указывает поведение в осадках глинистых минералов – содержание иллит-смектитов и хлорит-смектитов понижается, а иллита и мусковита повышается. Существенное падение содержания ОВ в середине стадии IV отражает, вероятно, событие Бонда 1 – кратковременное похолодание, повсеместно проявившееся в Северном полушарии около 1400 л.н. **[3]**.

Таким образом, проведенные исследования позволили воссоздать сложную историю эволюции оз. Арахлей, определяемую региональным климатом Центрального Забайкалья в позднем плейстоцене – голоцене.

Основные исследования выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 18-05-00329, № 19-05-00219, № 19-05-00328).

[1] *Солотчина Э.П.* Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. Новосибирск: Гео, 2009. 234 с.

[2] *Солотчина Э.П., Солотчин П.А.* Состав и структура низкотемпературных природных карбонатов кальцит-доломитового ряда // Журнал структурной химии. 2014. Т. 55. № 4. С. 814–820.

[3] *Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G.* A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates // Science. 1997. V. 278. P. 1257–1266.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 359–360

МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ДИОРИТОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

Е.М. Табакаева, А.И. Гусев

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

Высокомагнезиальные диориты характеризуются высокими значениями коэффициента Mg# (100 Mg)/(Mg+Fe), превышающими 50. В Горном Алтае высокомагнезиальные диориты встречаются на двух возрастных уровнях: в позднем девоне и в раннем – среднем триасе. Наиболее представительными породами этого типа являются диоритовые порфириты Эдиганского массива (D_3) и ранние фазы Тархатинского массива (T_{1-2}). Составы пород приведены в таблице.

Химический состав высокомагнезиальных диоритов Горного Алтая (оксиды мас. %, элементы – г/т)

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	53.5	54.0	56.86	57.12	54.9	53.7	53.5	55.6
TiO_2	0.8	0.75	1.8	1.79	0.63	0.65	0.64	0.7
Al_2O_3	15.03	15.2	13.01	12.8	14.46	13.2	13.1	14.3
Fe_2O_3	2.73	2.77	3.8	3.9	2.3	2.4	2.4	2.65
FeO	5.7	5.4	1.7	1.7	5.9	5.8	5.9	5.97
MnO	0.16	0.15	0.07	0.06	0.12	0.12	0.13	0.15
MgO	8.9	9.3	7.12	7.2	7.4	10.1	10.2	6.95
CaO	4.5	4.7	3.65	3.6	6.7	6.5	6.48	5.8
Na_2O	2.73	2.83	1.6	1.55	3.48	3.2	3.17	2.45
K_2O	4.91	4.02	8.6	8.4	2.62	2.41	2.4	2.2
P_2O_5	0.13	0.12	0.48	0.45	0.31	0.3	0.28	0.12
Li	13.1	14.1	12.3	13.2	15.3	15.4	14.9	14.5
Be	1.2	1.7	6.5	7.0	1.4	1.3	1.25	1.2
Sc	39.5	37.5	14.5	15.6	21.5	19.7	18.9	35.5
V	235	255	251	253	185	150	162	203
Cr	445	544	280	320	320	540	530	515
Co	54	64	19	20	34.5	37.5	43.3	35
Ni	132	146	132	145	190	320	348	115
Cu	23	27	30	32	46	50	49	31
Ga	14.3	14.1	33	31	17.8	16.5	16.1	14.7
Rb	27.5	26.5	146	140	62.0	55.1	55.5	44.5
Sr	490	485	455	460	770	670	720	465
Y	17.3	17.2	19.5	20.2	15.5	14.3	14.8	17.9
Zr	74.8	75.5	450	435	112	121	110	99.5
Nb	24.0	24.1	22	20	5.0	4.8	5.03	5.1
Cs	1.8	1.9	8.3	9.0	0.8	1.95	1.63	1.5
Ba	475	485	785	790	1020	830	1030	405
La	12.65	12.8	150	148	26.2	24.6	25.3	16.5
Ce	26.6	30.6	350	345	51.0	49.2	48.2	32.3
Pr	3.2	3.1	29.6	27.9	6.4	6.2	6.25	4.1
Nd	14.1	16.6	93.5	91.5	25.0	22.6	25.0	16.6
Sm	2.9	3.3	28.7	27.6	5.11	4.4	4.97	3.6
Eu	0.9	0.95	1.9	1.7	1.5	1.4	1.41	0.95
Gd	3.1	3.8	15.7	15.0	4.0	3.8	3.73	3.9
Tb	0.55	0.9	4.1	4.0	0.58	0.52	0.54	0.6
Dy	3.7	3.4	16.2	15.1	2.9	2.8	2.85	3.75
Ho	0.63	0.68	1.5	1.3	0.6	0.55	0.55	0.81
Er	1.9	1.8	4.9	4.2	1.6	1.41	1.5	2.4

Продолжение таблицы

	1	2	3	4	5	6	7	8
Tm	0.29	0.3	0.8	0.7	0.24	0.21	0.24	0.37
Yb	1.78	1.8	2.5	2.3	1.58	1.35	1.56	1.78
Lu	0.28	0.3	0.6	0.55	0.25	0.21	0.24	0.35
Hf	2.0	2.2	13.7	13.1	2.9	3.1	2.75	3.0
Ta	0.31	0.33	1.2	1.21	0.37	0.27	0.26	0.47
W	0.43	0.41	3.5	4.0	1.0	1.1	1.11	0.75
Th	4.0	4.2	7.8	7.5	3.4	2.45	2.5	5.2
U	1.0	1.1	3.2	3.0	0.84	0.71	0.73	1.5
Mg#	61.8	62.3	53.0	52.5	66.3	72.8	73.2	60.5
Nb/La	1.87	1.88	0.15	0.14	0.19	0.2	0.2	0.31
La/Yb	7.1	7.11	60.0	64.3	16.6	18.2	16.2	9.3
Sr/Y	28.3	28.2	23.3	22.8	49.7	46.8	48.6	26.0
Dy/Yb	2.08	1.89	6.48	6.56	1.83	2.07	1.82	2.1
$(La/Yb)_N$	4.7	4.69	20.2	23.3	10.9	12.01	10.7	6.12
Th/U	4.0	3.82	2.44	2.5	4.05	3.45	3.42	3.47
Eu/Eu*	0.93	0.83	0.25	0.23	0.99	1.03	0.97	0.78

Примечание. Тархатинский массив: 1–2 – диориты; 3 – монцодиорит; 4 – кварцевый сиенит; 5–8 – диоритовые порфириты Эдиганского массива. Mg#=(100 Mg)/(Mg+Fe). Значения РЗЭ нормированы по хондриту по **[1]**. $Eu^*=(Sm_N+Gd_N)/2$.

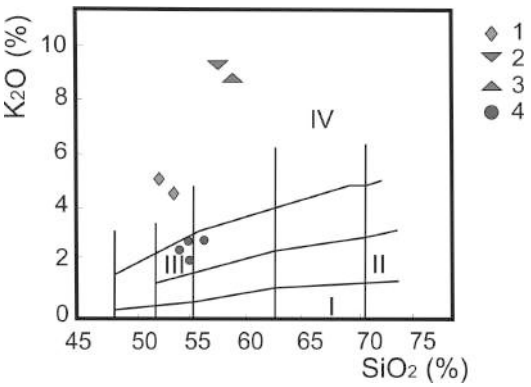


Диаграмма K_2O–SiO_2 для высокомагнезиальных пород Горного Алтая. Серии пород: I – толеитовая, II – известково-щелочная, III – высококалиевая известково-щелочная, IV – шошонитовая по **[2]**. Породы Горного Алтая: Тархатинский массив: *1* – диориты, *2* – монцодиорит, *3* – кварцевый сиенит; породы Эдиганского массива: *4* – диоритовые порфириты.

По многим параметрам сравниваемые высоко-Mg диориты близки друг другу (повышенные концентрации Cr, Co, Ni, указывающие на участие мантийных компонентов). Однако они имеют и различия. Так, в породах Тархатинского массива наблюдаются повышенные концентрации Nb, позволяющие предполагать их образование с участием высоко-Nb базальтов. Следует указать, что монцодиориты и кварцевые сиениты Тархатинского массива обнаруживают также близость к высокомагнезиальным породам. На диаграмме K_2O–SiO_2 девонские и триасовые высокомагнезиальные породы попадают в различные поля: тархатинские – в область шошонитовой серии, а эдиганские – в поле высококалиевых пород (рисунок).

Пространственно и парагенетически с разновозрастными высокомагнезиальными диоритами связано различное оруденение. С позднедевонскими породами Эдиганского массива связаны проявления железо-оксидно-медно-золоторудного класса (IOCG-класса), а с ранне- и среднетриасовыми Тархатинского массива – различные типы оруденения как мантийных, так и коровых элементов Au, W, Cu, U, Pb. Различия в металлогенической нагрузке сравниваемых высокомагнезиальных пород связаны с разными условиями формирования глубинных магматических очагов, особенностями мантийно-корового взаимодействия и параметрами флюидного режима рудогенерирующего магматизма.

[1] *Anders E., Grevesse N.* Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1989. V. 53. P. 197–214. doi:10.1016/0016-7037(89)90286-X.

[2] *Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. V. 58. P. 63–81. doi:10.1007/BF00384745.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 361–363

СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ СНОСА И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ СТРАТОНОВ БАГДАРИНСКОЙ СИНФОРМЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.С. Ташлыков[1], О.Р. Минина[1], Д.В. Метелкин[2, 3], М.К. Кноль[2]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, t2tashlykov@mail.ru, minina@ginst.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, marinakn1703@yandex.ru
[3] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, MetelkinDV@ipgg.sbras.ru

Багдаринская подзона занимает центральную и северную часть Витимского плоскогорья. В структурном отношении она рассматривается как Багдаринская синформа (грабен-синклиналь) со сложной покровно-складчатой структурой, сформированной в конце раннегерцинского этапа **[4, 5].** В ее пределах распространены докембрийские метаморфические породы байкальского основания и относительно слабометаморфизованные отложения верхнего палеозоя (D-$C2^1$), слагающие серию тектонических пластин. Представления о возрасте, объеме и стратиграфическом положении стратифицированных образований синформы до настоящего времени дискуссионны. Новые данные, полученные авторами, позволили уточнить состав, объем, возраст терригенных пород багдаринской, якшинской свит и алексеевской толщи, определить источники сноса.

Якшинская свита (D_3 jk), общей мощностью 1300 м, сложена терригенно-карбонатными породами и подразделяется на нижнеякшинскую и верхнеякшинскую подсвиты **[4, 5, 9]**. Нижнеякшинская подсвита (мощность 460 м) существенно карбонатная, сложена алевритистыми известняками, алевролитами и глинистыми сланцами. Верхнеякшинская подсвита (мощностью 850 м) представлена ритмичным переслаиванием песчаников, глинистых и углисто-глинистых сланцев, алевролитов, алевропелитов с прослоями известняков. Палеонтологическая характеристика якшинской свиты остатков (кораллы, конодонты, водоросли, строматопороидеи, мшанки, криноидеи, хитинозои, миоспоры) определяет стратиграфическое положение ее в верхнем девоне в объеме франского и фаменского ярусов **[4].** По петрохимической характеристике породы якшинской свиты отвечают грауваккам. По химическому составу терригенные породы нижнеякшинской подсвиты классифицируются как нормотитанистые и супертитанистые нормосиаллиты, верхнеякшинской – как нормотитанистые нормосиаллиты. По литолого-фациальным и геохимическим данным нижнеякшинская подсвита накапливалась в условиях относительно мелководного шельфового побережья, при незначительном поступлении терригенной кластики, верхнеякшинская подсвита – в более глубоководных, неритовых условиях открытой окраины шельфа **[7]**.

Багдаринская свита (D_3 bg) рассматривается в новом объеме и представлена терригенной пестроцветной ассоциацией, включающей две подсвиты (в объеме традиционно принятых нижней и средней подсвит). Нижнебагдаринская подсвита (мощность около 600 м) сложена красноцветными полимиктовыми песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами. Верхнебагдаринская подсвита, мощностью от 250 до 950 м, представлена переслаиванием пестроцветных глинистых сланцев, песчаников и алевролитов с прослоями и линзами аргиллитов, известняков **[4, 9].** Свита датируется поздним девоном, франом (проптеридофиты, водоросли, кораллы, строматопороидеи, гелиолитиды, миоспоры). По петрохимической характеристике породы багдаринской свиты отвечают аркозам, по химическому составу отнесены к сиалитам, по величине алюмокремниевого модуля – к группе глинистых пород. Фациальные особенности пород багдаринской свиты свидетельствуют о накоплении их в обстановках приливно-отливных равнин терригенного шельфа с микро- и мезоприливными линейными побережьями, что подтверждают и их петрохимические характеристики **[8]**. Общая мощность свиты до 1550 м. U-Pb геохронологические исследования детритовых цирконов из этих отложений показали преобладание в общей выборке (из 110) неопротерозойских зерен. Источником детрито-

вых цирконов, скорее всего, могли быть верхнерифейские вулканиты усойской свиты с возрастом 837.4 и 789.2 млн лет **[5]** и габбро-диориты, диориты и тоналиты шаманского комплекса с возрастом 778 млн лет **[6]** и 762.6 млн лет, входящие в состав шаманской пластины **[1, 5, 9]**. Эти данные свидетельствуют о том, что источниками сноса могли быть близко расположенные поднятия позднедокембрийского фундамента синформы.

Алексеевская толща ($C_{1\text{-}2}^{1}$ al) выделена из состава багдаринской свиты и рассматривается в объеме верхней подсвиты традиционно принятого на ГГК-200/2 ее объема **[8]**. Толща, мощностью около 1350 м, сложена пестроцветными туфопесчаниками и туфоалевролитами с прослоями туфоаргиллитов и туффитов. Возраст алексеевской толщи определяется как ранне- и среднекаменноугольный (начало среднего карбона) по комплексу органических остатков (мшанки, фузулиниды, водоросли) **[4, 5]**. По петрохимической характеристике породы толщи попадают в поле граувакк, по химическому составу классифицируются как сиалиты, по величине алюмокремниевого модуля отнесены к песчаникам. Комплекс отложений, вероятнее всего, формировался в обстановках терригенного шельфа в сочетании с дельтовыми осадками. Присутствие псефитовой вулканокластики свидетельствует о смене обстановок осадконакопления в это время и появлении новых источников сноса. Вероятнее всего, осадконакопление было связано с вулканической деятельностью вблизи палеобассейна **[3, 4]**.

Результаты палеомагнитного изучения терригенных пород багдаринской, якшинской свит и алексеевской толщи (нижняя часть разреза) позволили выявить в составе естественной остаточной намагниченности присутствие регулярной, чаще всего характеристической, компоненты прямой и обратной полярности. Рассчитанное по среднему направлению стабильной компоненты намагниченности в стратиграфической системе координат положение виртуального геомагнитного полюса соответствует координатам 9.6° с.ш. 145.2 в.д., что практически совпадает с положением полюса для Сибирской платформы для рубежа 360 млн лет и отвечает, согласно Международной стратиграфической шкале, границе девона – карбона. С учетом ошибки определения (A_{95} для полюса – 10.1) рассчитанный полюс соответствует траектории кажущегося движения полюса Сибирской платформы в интервале 380–340 млн лет (от франского яруса верхнего девона – до турнейского яруса нижнего карбона) **[2]**. Согласно полученным данным, Багдаринский палеобассейн и вся забайкальская окраина Сибири в это время находились в субтропической зоне Северного полушария. Рассчитанная палеоширота соответствует 30° с.ш.

Полученные данные позволяют предполагать, что заполнение Багдаринского палеобассейна осадками в якшинское и багдаринское время позднего девона происходило на фоне тектонически спокойного режима. Главным источником сноса терригенного материала преимущественно были близко расположенные поднятия позднедокембрийского фундамента Багдаринской синформы начиная с раннего карбона (алексеевское время), и до начала среднего карбона осадконакопление было связано с вулканической деятельностью вблизи палеобассейнов. Багдаринский палеобассейн в это время располагался в субтропической зоне Северного полушария на палеошироте, соответствующей 30° с.ш.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту IX.124.1.3, номер гос. рег. АААА-А17-117011650013-4, а также при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00234).

[1] *Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И. и др.* История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.

[2] *Метелкин Д.В., Минина О.Р., Кноль М.К., Ташлыков В.С.* Палеомагнетизм осадочных пород Багдаринского прогиба: к обоснованию девонского возраста стратонов Западного Забайкалья // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: Материалы XXV юбилейной Всероссийской школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород (с международным участием). Москва – Борок: Институт физики Земли РАН, Геофизическая обсерватория «Борок», 2019. С. 177–181.

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

[4] *Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С., Аристов В.А., Наугольных С.В., Куриленко А.В., Ходырева Е.В.* Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.

[5] *Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А.* Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.

[6] *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Макеев А.Ф., Богомолов Е.С., Ризванова Н.Г.* Восточная граница Прибайкальского коллизионного пояса: геологические, геохронологические и Nd изотопные данные // Геотектоника. 2009. № 4. С. 16–26.

[7] *Ташлыков В.С., Минина О.Р.* Литогеохимическая характеристика верхнедевонской якшинской свиты (Западное Забайкалье) // Вестник геонаук. 2020. № 5 (305). С. 17–23.

[8] *Ташлыков В.С., Минина О.Р.* Состав, объем, литогеохимическая характеристика и источники сноса багдаринской свиты (Витимкан-Ципинская зона, Западное Забайкалье) // Вестник Пермского университета. Геология. 2020. Т. 19. № 2. С. 111–122.

[9] *Шелгачёв К.М., Шатковская Л.В., Курбатова Е.И., Минина О.Р., Хохлов Е.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-XVIII (Багдарин). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 146 с.

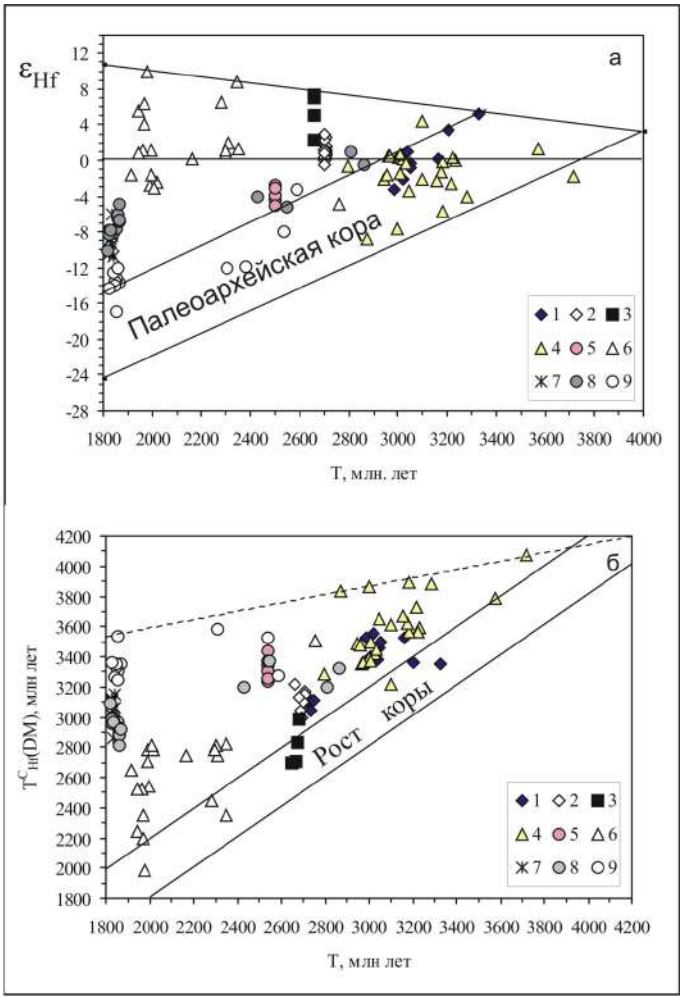
Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 364–365

РАННЕДОКЕМБРИЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОРЫ ИРКУТНОГО БЛОКА ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА (ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОГО КРАТОНА): СИНТЕЗ U-Pb и Lu-Hf ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

О.М. Туркина

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

В работе суммированы данные по U-Pb возрасту и Lu-Hf изотопному составу цирконов из всех ключевых раннедокембрийских метаморфических и магматических комплексов Иркутного блока (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона), сформированных от 3.4 до 1.85 млрд лет (рисунок, *а*). Архейские метаморфические комплексы представлены реликтами палеоархейских (3.4 млрд лет) меланократовых гранулитов, доминирующими неоархейскими (2.70–2.66 млрд лет) мафическими и кислыми гранулитами, магматические протолиты которых образовались в обстановке активной окраины, и парагнейсами (≤2.75 млрд лет), а палеопротерозойские – парагнейсами (1.95–1.85 млрд лет). В Иркутном блоке установлено два основных этапа высокотемпературного метаморфизма и сопряженного магматизма. Неоархейский метаморфизм (~2.54–2.57 млрд лет) сопровождался формированием многочисленных жильных тел и массивов гнейсогранитов (2.53–2.56 млрд лет). Палеопротерозойский этап коллизионного гранулитового метаморфизма (~1.85–1.86 млрд лет) завершился формированием



Диаграммы T – ε_{Hf} (*а*) и T – T^{C}_{Hf}(DM) (*б*) для цирконов из метаморфических и магматических пород Иркутного блока. *1* – палеоархейский мезократовый гранулит; неоархейские: *2–3* – мафические (*2*) и кислые (*3*) гранулиты; *4* – парагнейсы; *5* – граниты; палеопротерозойские: *6* – парагнейсы, *7* – монцодиориты, *8* – граниты, *9* – чарнокиты. Штриховая линия (*б*) ограничивает максимальные значения T^{C}_{Hf}(DM) разновозрастных цирконов, то есть время формирования коры, участвовавшей в рециклинге.

чарнокитов, интрузивных гранитоидов, габброидов и внедрением даек субщелочных базитов (1.86–1.84 млрд лет).

Находки единичных детритовых цирконов древнее 3.6 млрд лет и модельный возраст детритовых цирконов из неоархейских парагнейсов – $T^{C}_{Hf}(DM)$=4.1–3.6 млрд лет свидетельствуют о начале образования коры Иркутного блока в эоархее. В эволюции континентальной коры Иркутного блока выделены два главных этапа роста: палео- (3.6–3.4 млрд лет) и неоархейский (~2.70–2.66 млрд лет) (рисунок, *б*). Образование палеоархейских протолитов высоко-Fe средних гранулитов с низким $(La/Yb)_n$, вероятно, было результатом плюмового магматизма. Палеоархейские магматические цирконы имеют $\varepsilon_{Hf}(t)$=+2.9…+1.3, то есть рост коры на этом этапе происходил из деплетированного источника. Широкое латеральное распространение палеоархейской коры в Иркутном блоке трассируется в изотопных характеристиках магматических и детритовых цирконов большинства пород с возрастом от мезоархея до палеопротерозоя (рисунок, *б*). На неоархейском этапе генерация ювенильной коры была связана с субдукционным магматизмом и, судя по изотопным параметрам циркона – $\varepsilon_{Hf}(t)$=+7.2…+2.3, происходила за счет деплетированной мантии. Ограниченный рост коры происходил в палеопротерозое от 2.30 до 1.85 млрд лет. Это фиксируется изотопными параметрами ($\varepsilon_{Hf}(t)$=+10…–3.1) детритовых цирконов с возрастом ~2.3–2.4 и ~2.0 млрд лет. Кроме того, на рубеже 1.86–1.85 млрд лет в условиях постколлизионного растяжения мафические магмы и их дифференциаты формировались как из деплетированных, так и из обогащенных (ε_{Hf} от –6.0…–10.7) литосферных мантийных источников, последние образовались в результате неоархейских субдукционных процессов.

Установлено три основных этапа рециклинга (переработки) коры: мезоархейский (~3.0 млрд лет), неоархейский (~2.55 млрд лет) и палеопротерозойский (1.86–1.85 млрд лет) (рисунок, *б*). Все они характеризуются процессами внутрикорового плавления и субсинхронного метаморфизма, для рубежей ~2.55 млрд лет и 1.86–1.85 млрд лет эти процессы интерпретируются как коллизионные. Переработкой палеомезоархейской коры сопровождался также кислый субдукционный магматизм в неоархее (~2.7 млрд лет). Изотопные данные свидетельствуют о том, что рост коры Иркутного блока в эо-палеоархее сменился рециклингом континентальной коры на протяжении ~1.6 млрд лет от мезоархея до палеопротерозоя, что соответствует модели доминирующего вертикального роста и переработки континентальной коры.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00265).

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 366–368

МЕТАБАЗИТЫ ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА БУЛУНСКОГО БЛОКА (ШАРЫЖАЛГАЙСКИЙ ВЫСТУП) – ИНДИКАТОРЫ СОСТАВА И ИЗОТОПНЫХ ПАРАМЕТРОВ АРХЕЙСКОЙ МАНТИИ

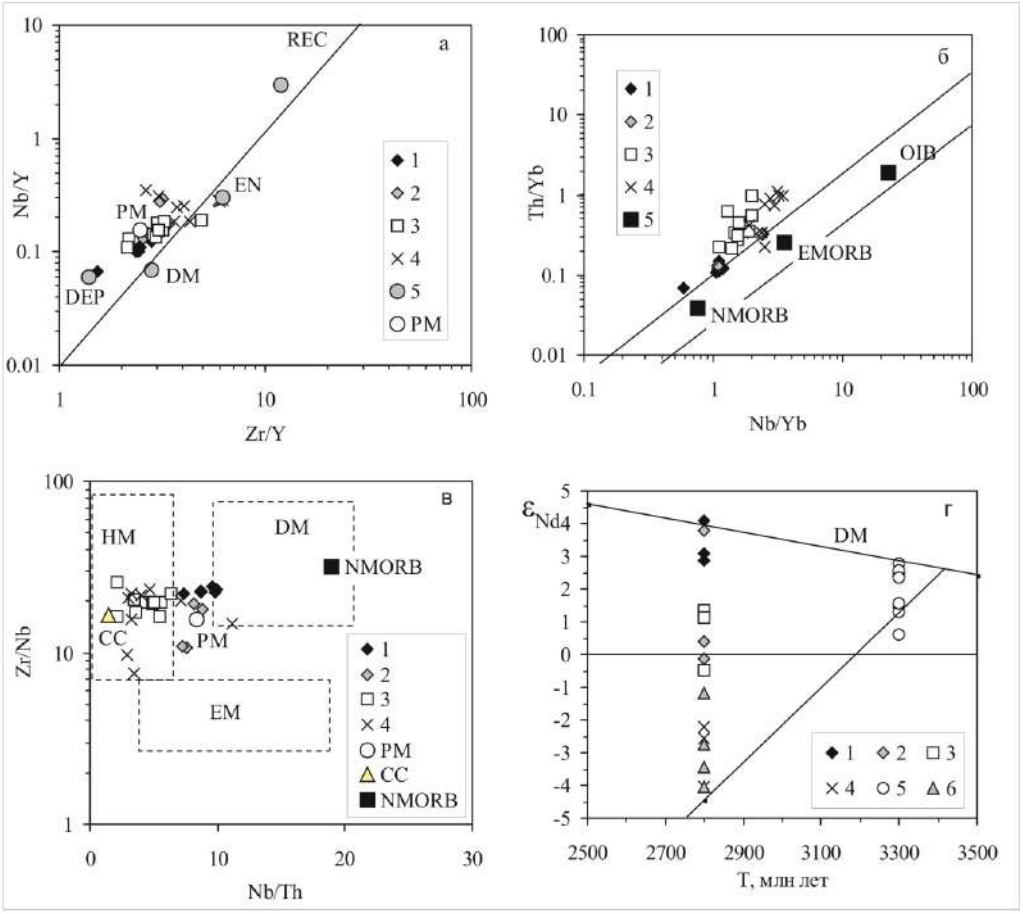
О.М. Туркина, А.Э. Изох, А.Д. Ножкин

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

Метабазальты доминируют среди вулканитов зеленокаменных поясов (ЗКП) и являются главным источником информации о процессах генерации расплавов и составе архейской мантии. На основании геохимических и изотопных данных эти породы сопоставляются с современными базальтами океанической коры и океанических плато, субдукционных обстановок и континентальных рифтов. Вместе с тем раннеархейские базальты ЗКП не обнаруживают резко выраженных геохимических характеристик, обусловленных генерацией из обогащенных или деплетированных мантийных резервуаров. По данным **[1]** геохимические сигнатуры, присущие обогащенным, деплетированным и гидратированным (преобразованным под действием флюида) мантийным источникам, становятся более отчетливыми у базальтов, формировавшихся в течение переходного периода геологической истории от 3 до 2 млрд лет. В работе представлены геохимические и Sm-Nd изотопные данные по метабазитам центральной (участок Тагна) и южной (участок Урик) части Урикского ЗКП с целью: 1) определить характер их мантийных источников, 2) предложить модель формирования ЗКП.

Структура Булунского блока, протяженностью около 170 км, определяется сочетанием узких тектонических пластин и блоков с общей северо-западной ориентировкой их тектонических контактов, а также гнейсовидности и полосчатости метаморфического комплекса. В составе блока выделено три породные ассоциации. Две доминирующие ассоциации представлены палеоархейскими (~3.33–3.25 млрд лет) плагиогнейсами и плагиогранитоидами тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава (ТТГ-комплекс) и мезо-неоархейскими (~2.8 млрд лет) амфиболитами и гранатовыми амфиболитами (метабазальтами). Третья ассоциация включает гранатсодержащие биотитовые и биотит-амфиболовые кристаллические сланцы (вулканогенные граувакки) с U-Pb возрастом циркона ~2.8 млрд лет, содержащие будины гранатовых амфиболитов. Породы стратифицированного комплекса испытали палеопротерозойские деформации, метаморфизм и интрудированы гранитами ~1.85 млрд лет назад. Преобладающие метабазиты обоих участков представлены гранатовыми и безгранатовыми амфиболитами. Субпластовые тела, согласные с простиранием метаморфической толщи, сложены биотитсодержащими амфиболитами, обогащенными апатитом и ильменитом.

По составу амфиболиты стратифицированного комплекса соответствуют базальтам-лейкобазальтам толеитовой серии с Mg# от 68 до 36 и представлены низко- и умереннотитанистыми (TiO_2=0.4–1.5 %) разностями с содержанием P_2O_5 от 0.02 до 0.14 %. Амфиболиты субпластовых тел перекрываются по величине Mg# (54–26), но отчетливо обогащены TiO_2 (1.5–2.0 %) и P_2O_5 (0.2–0.64 %). Распределение главных и редких элементов позволяет выделить в Урикском ЗКП метабазиты четырех типов. Первый тип включает низкотитанистые амфиболиты участка Урик, их характерные черты – низкие концентрации несовместимых элементов, отчетливое обеднение легкими РЗЭ ($(La/Sm)_n$=0.8–1.1) и отсутствие Nb минимума (Nb/Nb*=0.8–1.2). Второй тип – это умереннотитанистые амфиболиты участка Урик. Они отличаются от пород первого типа более высокими концентрациями легких РЗЭ ($(La/Sm)_n$=1.0–1.5), Th, Zr, Nb, Y при отсутствии переходных разностей, но подобно низкотитанистым амфиболитам не обнаруживают отчетливого обеднения Nb (Nb/Nb*=0.7–1.2). К третьему типу относятся амфиболиты участка Тагна, которые характеризуются непрерывным ростом концентраций TiO_2, легких РЗЭ, Th, Zr, Nb с уменьшением Mg#. При общем сходстве состава с амфиболитами участка Урик они отличаются более фракционированными спектрами РЗЭ ($(La/Sm)_n$=1.1–2.3), повышенными концентрациями Zr (45–160 ppm), Nb (2.3–6.3 ppm) и особенно наличием отчетливого Nb минимума (Nb/Nb*=0.3–0.8). Четвертый тип включает все высокотитанистые амфиболиты



Диаграммы редкоэлементного и изотопного состава для метабазитов Урикского ЗКП. *1–4* – четыре типа метабазитов. PM – примитивная мантия. *а* – DM – верхняя деплетированная мантия, DEP – глубинная деплетированная мантия, EN – обогащенный и REC – рециклированный компоненты. *б* – NMORB и EMORB – базальты океанической коры и OIB – базальты океанических островов. *в* – CC – континентальная кора, DM – деплетированная, EM – обогащенная и HM – гидратированная мантия по **[1]**. *г – 5* – ТТГ-комплекс и *6* – сланцы (метаграувакки) Булунского блока.

субпластовых тел, которые обогащены легкими РЗЭ ($(La/Sm)_n$=1.9–3.4), Th, Zr (61–292 ppm), Nb (6–14 ppm), имеют повышенное $(Gd/Yb)_n$ (1.4–2.0) и резкий Nb минимум (Nb/Nb*=0.3–0.8). Установленные для четырех типов метабазитов геохимические различия не могут быть результатом дифференциации одного исходного расплава и, очевидно, обусловлены различным составом их материнских магм, следовательно, характером их мантийных источников. Резкое отличие мантийных источников проявляется в изотопном составе, породы первых трех типов имеют преимущественно положительные $\varepsilon_{Nd}(t)$ (от +4.1 до –1.6), снижение величин $\varepsilon_{Nd}(t)$ коррелирует с ростом содержания легких РЗЭ, Th, Zr, Nb, напротив, все породы четвертого типа имеют отрицательные $\varepsilon_{Nd}(t)$ (от –2.2 до –4.1) (рисунок, *г*).

Анализ характера мантийных источников выполнен с использованием диаграмм для немобильных редких элементов: Nb/Yb – Th/Yb, Zr/Y – Nb/Y и Nb/Th – Zr/Nb (рисунок, *а–в*). Точки метабазальтов первого типа концентрируются вблизи PM (примитивной мантии) или следуют главному мантийному тренду между NMORB и EMORB. Эти данные, а также положительные $\varepsilon_{Nd}(t)$, низкие $(La/Sm)_n \leq 1$ и результаты расчетного моделирования указывают на образование метабазальтов первого типа из слабоделетированного мантийного источника. Умереннотитанистые амфиболиты второго типа при близости индикаторных отношений к величинам для PM обнаруживают слабоповышенное Th/Yb и пониженное Nb/Th, что наряду с $(La/Sm)_n \geq 1$ и пониженным $\varepsilon_{Nd}(t)$ (+0.4…–1.6) свидетельствует в пользу образования из недеплетированной мантии. Согласно результатам моделирования, такие расплавы могут быть получены из источника типа PM. Базальтовые протолиты первых двух типов отвечают породам океанической коры и плато, сформированным из гетерогенного – примитивно-мантийного до слабоделетированного мантийного резервуара. Метабазиты третьего типа (участок Тагна) на диа-

граммах смещены из области мантийного тренда в сторону обогащенного компонента, а в координатах Nb/Th – Zr/Nb попадают в поле гидратированного источника, обогащенного под действием флюида; они демонстрируют низкое Nb/Nb*, типичное для субдукционных базальтов. Слабодеплетированный характер их мантийного источника проявляется в изотопном составе – $\varepsilon_{Nd}(t)$ от +1.3 до –0.5; следовательно, привнос некогерентных элементов в область плавления непосредственно предшествовал формированию вулканитов и мог быть связан с надсубдукционным преобразованием мантии. По расчетной оценке их исходный мантийный источник был слабодеплетированным до близкого к PM. Метабазиты четвертого типа, согласно геохимическим характеристикам и отрицательным $\varepsilon_{Nd}(t)$, произошли из обогащенного источника с длительной предысторией, которым могла служить субконтинентальная литосферная мантия, и, скорее всего, были оторваны по времени от предшествующего базальтового вулканизма. Вероятными современными аналогами этих пород являются внутриплитные континентальные базальты или долериты.

Выводы. 1. Проведенный анализ показывает, что ни один из типов метабазитов Урикского ЗКП не обнаруживает признаков источников с резко деплетированными или обогащенными геохимическими характеристиками, что свидетельствует о слабой дифференциации мантии к рубежу мезо- и неоархея (~2.8 млрд лет). Мантийные источники этого времени варьируются от примитивных до слабодеплетированных. С рубежа ~2.8 млрд лет фиксируется формирование литосферной мантии с надсубдукционными характеристиками (гидратированная мантия). В последующей истории такая древняя субконтинентальная литосфера могла служить источником внутриплитных базитовых магм. 2. Различные вещественные и изотопные характеристики метабазальтов Урикского ЗКП позволяют предполагать, что аккреционные процессы привели к тектоническому совмещению в структуре Булунского блока фрагментов океанической коры/океанического плато, океанической островной дуги и более древней континентальной коры, представленной ТТГ-комплексом.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00265).

[1] *Condie K.C.* A planet in transition: the onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga? // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 51–60.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 369–370

ГРАНИЦА СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА В ПРИОЛЬХОНЬЕ (ОЗЕРО БАЙКАЛ, РОССИЯ)

В.С. Федоровский[1], Е.В. Скляров[2], Д.П. Гладкочуб[2], А.М. Мазукабзов[2], Т.В. Донская[2], А.В. Лавренчук[3]

[1] Москва, Геологический институт РАН, valentinfedorovskii@mail.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Приольхонье в Западном Прибайкалье – территория, где реально можно наблюдать границу структур глобального ранга: Сибирского кратона и Центрально-Азиатского пояса. Последний в геологической литературе получил различные определения: в одних работах это «подвижный» пояс, в других – «складчатый», в-третьих – «орогенический». А на самом деле все эти определения весьма расплывчаты, двусмысленны и ущербны. Они сомнительны не только потому, что появились в рамках парадигмы фиксизма, утратившей свое значение и отвергнутой современной геологической наукой. Очевидно, что Центрально-Азиатский пояс не только «подвижный» (это вообще бессмысленная категория. За пределами пояса чего-то подвижного тоже немало); он и не только «складчатый» (складчатости сколько угодно и рядом, за его пределами); он и совсем не всегда «орогенический». В строгом значении (как элементы научной номенклатуры) применение к этой структуре перечисленных терминов нецелесообразно. Они создают впечатление знания, которого на самом деле не существует. Вместе с тем нечто похожее на образ пояса здесь, в Азии, конечно, есть. Такая структура видна и из космоса. По-видимому, целесообразно прекратить использование «мусорных» слов и ограничиться просто термином «пояс». А вот граница этого фантома, этого неясно чего, она как раз есть на западном побережье Байкала, в Приольхонье.

Граница Сибирского кратона распознается и картируется в регионе весьма точно. На всем его протяжении обнаружена полоса бластомилонитов, развитых по палеопротерозойским метаморфитам и гранитам кратона. Западнее этой полосы развиты метаморфиты и граниты фундамента платформы, не затронутые бластомилонитизацией и перекрытые, в свою очередь, осадочными породами платформенного чехла. Восточнее полосы бластомилонитов нет никаких признаков присутствия там пород Сибирского кратона. Здесь, в составе группировки террейнов, развиты метаморфиты раннепалеозойского возраста. Таким образом, внешняя (по отношению к кратону) граница шва бластомилонитов и есть реальная граница Сибирского кратона. Должна ли, однако, эта линия рассматриваться и как граница Центрально-Азиатского пояса? Такой вывод был бы ошибочен. Дело в том, что упомянутые выше бластомилониты – лишь один из компонентов коллизионного шва, разделяющего кратон и террейны Центрально-Азиатского пояса.

Коллизионный шов в Ольхонском регионе – непростая структура. Это не какая-то линия. И вовсе не тривиальный разлом. Детальное картирование с плотным использованием дистанционного аэрокосмического материала сверхвысокого разрешения позволило установить, что коллизионный шов представляет собой геологическое тело, занимающее некоторый (весьма немалый) объем земной коры. В плане он имеет свои две границы. Обладает пестрым набором пород, составляющих целый каскад самостоятельных тектонических единиц, спрессованных в рамках этого сооружения. Шов отличается сложнейшей внутренней структурой; она отражает эпизоды деформаций, реализованных в террейнах еще до коллизии, а также в процессе самого столкновения, которое было многоактным. Выделены этапы ранней (фронтальной) и поздней (косой) коллизии, проявленные непосредственно в коллизионном шве. При этом фронтальные столкновения сопровождались не только покровными, но и мощными сдвиговыми деформациями, генерированными в зонах синтаксисов; они тоже обнаружены в границах коллизионного шва.

Приметная специфика коллизионного шва – тесная упаковка тектонических пластин разного возраста, обладающих и разной историей метаморфизма. Значительную часть его объема

составляют весьма крупные пластины террейна Тонта – пестрые по составу и несущие следы проявления двух этапов метаморфизма (гранулитовой и более поздней амфиболитовой фации). С ними перемежаются пластины и слайсы (ломтики) – тектонические отторженцы другого террейна (Тутай), несущие признаки только одноактного метаморфизма эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Естественно, различны и геохронометрические характеристики таких образований. В целом объем коллизионного шва можно рассматривать как некую гигантскую брекчию, меланж или коллаж (соответствующий термин еще предстоит найти).

Северо-западная граница коллизионного шва, как уже упоминалось, представлена бластомилонитами по породам Сибирского кратона. Юго-восточная граница – высокотемпературные бластомилониты по породам террейнов Ольхонского региона. Протяженность коллизионного шва – 150 км при ширине в плане 1–2 км, иногда до 4 км. На юго-западе региона и на его северо-востоке шов скрыт в акватории Байкала.

Интересная интригующая деталь: в составе коллизионного шва чего только нет… Это очень пестрый по составу набор пород, составляющих отдельные пластины. Странно, вместе с тем, что среди них не встречено ни одной пластины или обломка пород Сибирского кратона! На протяжении 150 км шов граничит непосредственно с Сибирским кратоном, но в самом шве нет даже намеков на присутствие тектонических отторженцев пород кратона. Что это может означать? Очевидно, что это не случайность, а какая-то закономерность. Но какая? Проблема есть, а ее решения пока нет. Сложность задачи еще более возрастает в связи с такими данными. Получается вроде бы так, что в состав коллизионного шва попали все же породы чехла Сибирской платформы. С большой долей вероятности на крайнем юго-западе территории, в районе устья р. Бугульдейки, непосредственно в зоне коллизионного шва заблокированы пластины мраморизованных карбонатных пород голоустенской свиты – компонента чехла Сибирской платформы. Несколько подобных находок есть у нас и в других частях шва (районы Еланцы, Черноруд). Но даже если такие наблюдения подтвердятся (детальное исследование здесь еще предстоит) и тектонические отторженцы чехла действительно окажутся вовлеченными в зону коллизионного шва, то вновь возникает вопрос: почему в составе шва нет обломков фундамента, на котором залегают породы голоустенской свиты? Можно, например, думать, что пластины платформенного чехла были сорваны с основания и вовлечены (отдельно от кратона) в деформации и тектонический транспорт, оказались охвачены раннепалеозойским метаморфизмом, реализованным в зоне шва. А можно так и не думать, а искать иные варианты. Некоторые из них рассматриваются в докладе.

В составе коллизионного шва (по всей сумме имеющихся сегодня данных) распознаются три зоны: два краевых шва (бластомилониты) и заключенная между ними пестрая смесь обломков, пластин, слайсов (ломтиков) разных террейнов, вовлеченных в коллизию. В Ольхонском регионе эта граница отражает напряженный и агрессивный стиль коллизионного взаимодействия Сибирского кратона и группировки Ольхонских террейнов. Вместе с тем регион позволяет видеть лишь сравнительно небольшой по протяженности отрезок этой зоны. В других частях Сибири конвергентные процессы могли быть и какими-то иными. Сравнение пограничных структур пары кратон – пояс на более обширных пространствах – интересная и профессионально привлекательная задача.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00005 и более ранние проекты). ГИН РАН (г. Москва) и ИЗК СО РАН (г. Иркутск) содействовали решению экспедиционных проблем. ГИН РАН и компания «СОВЗОНД» (г. Москва) оперативно обеспечивали заказы новой космической съемки территории Ольхонского региона со спутников, оснащенных сканерами сверхвысокого разрешения. РФФИ поддержал публикацию типографского варианта Аэрокосмической геологической карты Ольхонского региона масштаба 1:50000 (второе издание, 2020 г.).

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 371–372

КОЛЛИЗИОННАЯ МАТРИЦА ПРИОЛЬХОНЬЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МАССИВА ТАЖЕРАН

В.С. Федоровский[1], Е.В. Скляров[2], Д.П. Гладкочуб[2], А.М. Мазукабзов[2], Т.В. Донская[2], А.В. Лавренчук[3]

[1] Москва, Геологический институт РАН, valentinfedorovskii@mail.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

В структуре Центрально-Азиатского пояса на его границе с Сибирским кратоном выделены Ольхонский композитный супертеррейн и Крестовский террейн. Кратон и террейны разделяет коллизионный шов протяженностью 150 км. Активное взаимодействие этих единиц происходило в раннем палеозое в режиме коллизии. В современном срезе в Ольхонском регионе Западного Прибайкалья вскрыты глубинные горизонты коллизионной коры, формирование которой происходило в условиях тектонического течения и резкой реологической неоднородности геологической среды, охваченной метаморфизмом. Основные инденторы коллизионной системы – Сибирский кратон с его палеопротерозойской корой континентального типа и Крестовский террейн, больше половины объема которого составляют «жесткие» габброиды. В строении Ольхонского супертеррейна, в отличие от инденторов, преобладают маловязкие («пластифицированные») метаморфиты. Глубинная структурная матрица, вскрытая на современной поверхности, отражает агрессивный и напряженный стиль тектоники, реализованной в процессе аккреции, фронтальной и косой коллизии, а затем и синорогенического коллапса коллизионной системы. Эпизоды коллапса были синхронизированы с воздействием мантийного плюма. Одно из следствий взаимодействия коллизионной геодинамики и плюм-тектоники – формирование Тажеранского массива сиенитов и нефелиновых сиенитов.

Площадь, занятая породами Тажеранского массива щелочных пород, невелика – около 6 км^2. На этой микроскопической территории найдено, однако, более 150 минералов – больше, чем, например, на всей остальной громадной площади Сибири. Часть из них – редкие, редчайшие и уникальные. Известны только на Тажеране и нигде в мире больше не встречены. Выдающийся вклад в изучение минералогического богатства Тажерана внес А.А. Конев (ИЗК СО РАН). Большинство новых минералов найдены здесь им. Благодаря А.А. Коневу, Тажеран обрел широкую известность в геологическом сообществе. Вместе с тем причины концентрации здесь щелочного магматизма, возраст таких проявлений, тектоническая позиция сиенитов, морфология таких тел многие годы оставались загадочными.

Проблема их возраста сегодня решена. Это ранний палеозой. Геодинамическая природа сиенитов выяснена. Это результат воздействия мантийного плюма на систему, охваченную коллизионной геодинамикой. В докладе предлагается концепция тектоники Тажерана. Она следует из синтеза обширного нового материала по геологии и тектонике всего Ольхонского региона.

На этой площади детальным картированием установлены две зоны субгоризонтального и две зоны субвертикального глубинного тектонического течения, отвечавшие этапам фронтальной коллизии. Переориентировка ранних пологих тектонических потоков в обоих случаях связана с воздействием на группировку террейнов главного индентора системы – Сибирского кратона. В динамике причаливания террейнов к кратону и атакующего стиля их взаимодействия кратон выступал в качестве непреодолимого барьера, который остановил транспорт террейнов в северных румбах, привел к тектоническому скучиванию вдоль его границы. Многочисленные пакеты субвертикальных пластин различных террейнов, составляющих Ольхонский супертеррейн, оказались прижатыми к кратону. Такие же явления сопровождали и взаимодействие двух инденторов между собой: краевая (лобовая) часть Крестовского террейна при встрече с Сибирским кратоном была не только развернута в субвертикальную позицию, но затем и тектонически отрезана от террейна и выжата по сдвигам из зоны критического сжатия, расположенной между кратоном и Крестовским террейном.

Многочисленные пологие пластины габброидов Бирхинского массива (в составе Крестовского террейна) по мере сближения с Сибирским кратоном были деформированы вблизи зоны контакта с образованием крупной антиформы с крутой осевой поверхностью и пологим шарниром. Эта конструкция (габброиды и вмещающие слоистые метаморфиты) и была тектонически отделена от фронтальной части Крестовского террейна, а затем и латерально выжата, удалена в северо-восточном направлении (в современных координатах) из зоны коллизионного удара кратона и террейна. Составная часть этой конструкции – пластина габброидов Улан-Нур (северное крыло антиформы, возникшей во фронтальной части Крестовского террейна). Такой транзит в глубинах коры можно оценить в 25–30 км. Последовавшие затем деформации, связанные с геодинамикой косой коллизии Сибирского кратона и группировки террейнов, еще более усилили эту тенденцию. Тажеранский массив сиенитов расположен как раз в ядре этой антиформы, очерченной пластиной Улан-Нур.

Контрольные даты:

а) возраст габброидов массива Бирхин и отчлененной от него пластины габброидов Улан-Нур – 499 млн лет;

б) возраст покровных складок, в том числе антиформы Бирхин – Тажеран, – 495–480 млн лет;

в) возраст сдвиговых деформаций, сопровождавших фронтальную коллизию и генерированных в синтаксисах – нет данных;

г) возраст сдвигов, сопровождавших косую коллизию кратона и террейнов, – 470–460 млн лет;

д) возраст сиенитового магматизма, генерированного плюмом, – 470–460 млн лет;

е) возраст жил гранитов, прорывающих сиениты Тажерана, – 465 млн лет;

ж) завершение регионального метаморфизма – 460 млн лет.

Прямые свидетельства в Ольхонском регионе мощных масштабов сдвиговой тектоники, проявленных во время и фронтальной, и косой коллизии, многочисленны. Это, в частности, клиновидная конфигурация единиц коллизионного коллажа и выразительная конфигурация многочисленных жил гранитов, рассекающих пластину Улан-Нур.

Структура района Тажеран детально исследована с использованием данных дистанционного аэрокосмического зондирования. Здесь надежно распознается замок антиформы, очерченной (в плане) пластиной габброидов Улан-Нур и протяженным телом гнейсовидных сиенитов. В центре антиформы (в ее ядре) располагаются массивные сиениты. Они образуют пологое (субгоризонтальное, слегка наклоненное к Байкалу) тело, окруженное габброидами и беербахитами. Гипсометрически ниже (в более глубоких врезах) появляются выходы нефелиновых сиенитов. Они составляют еще одно пологое интрузивное тело, бронированное сверху подошвой плиты массивных сиенитов.

Антиформа, образованная пластиной габброидов Улан-Нур, – ключ, позволяющий расшифровать генезис и тектонику Тажерана. Антиформа Улан-Нур – это структурная ловушка в коре для магм, флюидов и эманаций, рожденных мантийным плюмом. Мощность этой пластины 500–1000 м. Природный магматический котел оказался закрыт (забронирован) сверху сводом антиформы, «крышкой», непроницаемой для интрузий и эманаций. Был обеспечен и режим термостатирования. Аномальная концентрация в коре Тажерана сиенитов, скарнов, беербахитов (продуктов автометаморфизма субвулканических базитов) и редких минералов возникла в процессе косой коллизии и коллапса коллизионной системы. Они были синхронизированы с плюм-эффектами. А роль структурной ловушки для сиенитового магматизма сыграла антиформа, образованная пластиной габброидов еще во время фронтальной коллизии.

Если для кристаллизации невероятного разнообразия редких минералов Тажерана нужны были какие-то специфические условия, то Природа обеспечила их здесь сполна. Тектонический контроль сиенитового магматизма и уникальной минерализации очевиден. Он может использоваться как прямой признак для прогнозов и поиска.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00005 и более ранние проекты). Размещение заказов и оперативную поставку космических данных высокого и сверхвысокого разрешения через серверы европейских центров выполняла компания «СОВЗОНД», г. Москва (бизнес-партнер компаний – владельцев спутников в США, Франции и Японии). Аэрофотосъемка всех масштабов (в том числе сверхкрупного) – Россия. Работу вдоль скального побережья Байкала летом (с катера) и зимой (со льда Байкала, на автомашине) обеспечивал Институт земной коры СО РАН (г. Иркутск).

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 373–374

ФРОНТАЛЬНАЯ КОЛЛИЗИЯ И СТРУКТУРЫ ЛАТЕРАЛЬНОГО ВЫЖИМАНИЯ (ОЛЬХОНСКИЙ ПОЛИГОН, БАЙКАЛ)

В.С. Федоровский[1], Е.В. Скляров[2], Д.П. Гладкочуб[2], А.М. Мазукабзов[2], Т.В. Донская[2], А.В. Лавренчук[3]

[1] Москва, Геологический институт РАН, valentinfedorovskii@mail.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

В коллизионной системе Сибирский кратон – террейны Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) документируются два этапа столкновений. Ранний из них по своей геодинамике отвечает фронтальной коллизии, а поздний – косой коллизии. В общем плане фронтальной коллизии свойственны покровные деформации. Косая коллизия отличается преобладанием сдвиговой тектоники. Однако исключения из этого правила настолько многочисленны и значительны по своим масштабам, что заставляют отказаться от такой простой схемы. Результаты детального изучения структуры коллизионного композита Ольхонского региона Западного Прибайкалья показали, что в раннем палеозое в процессе активного взаимодействия Сибирского кратона и группировки террейнов, локализованных здесь на границе Центрально-Азиатского пояса, сдвиговый тектогенез оказался важнейшим мотивом геодинамики как косой, так и фронтальной коллизии.

Причины такой конвергенции объясняются резкой реологической неоднородностью геологической среды, охваченной столкновениями. Коллизионная система включает три главных компонента: Сибирский кратон, группировку террейнов и коллизионный шов, разделяющий эти единицы. В напряженных ситуациях раннепалеозойской коллизии Сибирский кратон выступал, конечно, как главный индентор системы. Это была супержесткая единица, обладавшая древней корой континентального типа. Группировка террейнов, сосредоточенная вдоль края кратона, в реологическом плане резко неоднородна. В ее составе (а на поверхности вскрыты только глубинные горизонты коры террейнов) распознаются две основные единицы: Ольхонский супертеррейн (композитный ансамбль многочисленных маловязких, т.е. «пластических», структур) и Крестовский террейн, 60 % объема которого составляют «жесткие» габброиды Бирхинской магматической ассоциации, тектонически смешанные с вмещающими породами рамы. В целом Крестовский террейн по реологическим параметрам оказывается вторым по значению индентором коллизионной системы. Динамика и кинематика столкновений, реализованных здесь в раннем палеозое, отражают взаимодействие главных инденторов как между собой, так и с многочисленными маловязкими единицами Ольхонского супертеррейна.

Изначально Крестовский индентор находился на самом большом удалении от Сибирского кратона. Все остальные участники коллажа располагались между главными инденторами. Сближение инденторов привело к сжатию единиц Ольхонского супертеррейна, их раздавливанию, расплющиванию, а в максимуме – к латеральному выжиманию таких пластин из зоны критического сжатия. Кинематика – простой сдвиг. А реализована она здесь в режиме фронтальной коллизии. В юго-западной части региона на отрезке протяженностью 30 км картируется зона максимального сближения инденторов и их непосредственного соприкосновения, собственно коллизионного удара инденторов. Все остальные единицы коллажа, попавшие в ловушку, расположенную между инденторами, были латерально выжаты по сдвигам из этой зоны катастрофического сжатия. Амплитуду такого транзита в глубинах коры удалось измерить; в разных частях региона она колеблется от 10 до 50 км

Выдающаяся черта конфигурации коллизионного коллажа Ольхонского региона – клиновидная форма всех крупных группировок составляющих его пластин, а также и множества самих таких пластин. Документально установлено, что все «клинья» острыми углами обращены к зоне критического сжатия, локализованной между инденторами. Такая конфигурация прямо указывает на латеральное выжимание и удаление пластин из эпицентра сжатия. Выделено че-

тыре клиновидных группировки, а в их составе – около 200 сдвиговых пластин. Для большинства из них тоже характерны клиновидные очертания.

Матрица коллизионного коллажа на границе Сибирского кратона и Центрально-Азиатского пояса создана, таким образом, уже в результате фронтальной коллизии. Последовавшая за ней косая коллизия, хотя она и была грандиозной по своим масштабам, лишь продолжила тенденции, заложенные фронтальным столкновением, и, конечно, сильнейшим образом завуалировала и затруднила распознавание более ранних структур.

Один из важных элементов фронтальных композиций Ольхонского региона – синтаксисы. Они особенно контрастно выражены в структуре Крестовского террейна. На фоне его транспорта в северных румбах (в современных координатах) мелкие и крупные внутренние инденторы Крестовского террейна деформировали маловязкие породы рамы, расположенные на их фронтах. Сначала в таких ситуациях преобладали надвиги, пакеты покровных складок, в том числе колчановидные структуры, но на более поздних этапах лобовых столкновений все эти структуры были переработаны сдвиговыми деформациями. В финале коллизии вся группировка тектонических единиц была вовлечена в сдвиговое скольжение вдоль края Сибирского кратона.

В современном срезе доступны для прямых наблюдений структуры, сформированные в кинематике простого сдвига. Очевидно, вместе с тем, что в более значительных объемах коры в зоне фронтальных столкновений были реализованы и кинематические условия чистого сдвига, а также и комбинаций чистого и простого сдвига. Не исключены и серьезные масштабы проявления в террейнах глубинных ретропокровов (аргументы такого рода немногочисленны, но их число постоянно растет, и значение этой линии развития еще предстоит оценить).

Контрастный компонент коллизионного коллажа – каскад поздних тектонических покровов, выжатых из «мешка» нагромождения сдвиговых пластин, транспортированных сюда из зоны прямого удара инденторов (район Намши-Нур – Бегул). Продолжающийся транспорт Крестовского террейна навстречу Сибирскому кратону привел к сильной деформации пакетов таких сдвиговых пластин (изгиб в плане таких пакетов достигает 90°). По-видимому, переполнение сдвиговыми пластинами «мешка», расположенного сбоку от Бирхинского массива и основного тела Крестовского террейна, привело к выбросу новых мощных поздних покровов. Траектории их транспорта были ориентированы в сторону Бирхинского массива габброидов. На значительном расстоянии фронтальные части таких покровов тектонически перекрывают край массива и многочисленные протяженные жилы гранитов, рассекающие Бирхинский массив.

Исследования поддержаны РФФИ (проект № 20-05-00005).

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 375–376

НЕКОТОРЫЕ СЛЕДСТВИЯ КОНЦЕПЦИИ СИЛЛОГЕНЕЗА

Г.С. Федосеев

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

При разработке концепции силлогенеза получен ряд следствий, одна часть которых относится к области полевой геологии и дидактики (научность и доказательность), вторая – к сфере теоретических построений (моделирование и гипотезы) **[1–3]**. Термин **силлогенез** (sillogenesis) предложен в 2001 г. для обозначения массового образования малоглубинных (shallow) силлов в пределах континентальных осадочных бассейнов. В рамках данной концепции, функционирующей только в пространстве дивергентных (собственных) признаков, обеспечивается корректное отличие нетрадиционных силлов от лавовых палеопотоков. Вначале при оценке фациальной природы пластовых базитовых тел концепцией предусматривалась частичная замена «эффузивной» парадигмы «интрузивной» **[4, 5]**. В настоящее время отдельные следствия концепции силлогенеза применимы к некоторым континентальным магматическим провинциям средней величины [**3, 6]**. Начавшаяся дискуссия **[2]** показывает, что вопрос о фациальной принадлежности эффузивовидных тел может решаться лишь на уровне фактологической аргументации. Графическим же артефактам отведена второстепенная роль.

Принятие концепции силлогенеза означает и принятие ее следствий, делящихся на две условные группы – фактологическую (1–5) и теоретическую (6–8).

1. Подразделение силлов на классические (силлы-1) и неклассические (силлы-2). Первые общеизвестны и хорошо изучены, вторые выделены в рамках концепции силлогенеза. В сущности, они являются телами, ошибочно принимавшимися ранее за эффузивные потоки (покровы).

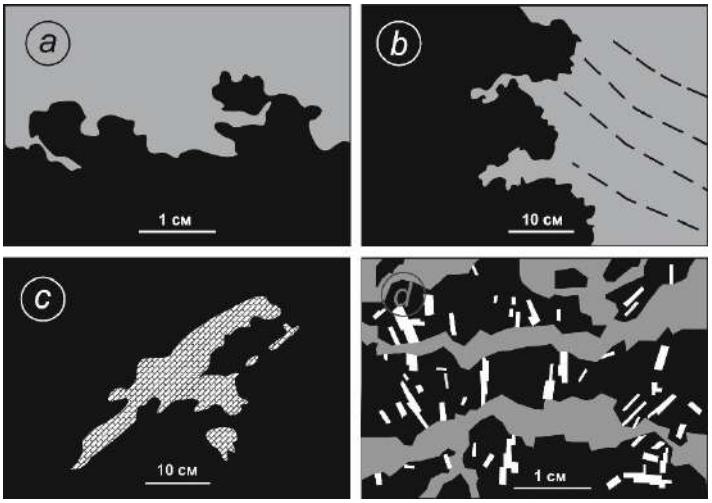
2. Корректная диагностика базитовых пластовых тел производится в общем пространстве диагностических признаков, которыми описываются силлы-1, силлы-2 и палеопотоки (палеопокровы). Признаковые подпространства разных типов тел пересекаются только в области конвергентных и условно дивергентных признаков.

3. Уменьшение мощности ранее выделенных стратиграфических подразделений вплоть до признания некоторых свит невалидными. Тем самым устраняется: а) противоречие со стратиграфическим кодексом, запрещающим включать интрузивные тела в состав стратонов разного ранга, и б) нарушение принципа Стенона при субгоризонтальном залегании слоев осадочных и вулканогенно-осадочных пород.

4. Восстановление антидромного характера «бассейнового» магматизма, при котором формирование продуктов пароксизмального вулканизма кислого и среднего состава интрудируется базитовыми силлами второго типа. Практически это означает, что выделение в отдельных регионах бимодальных или контрастных вулканических серий может оказаться неправомерным.

5. Дивергентность признаков «горячего » и «холодного» контакта может быть выявлена только при изучении верхних контактовых зон. По непонятным причинам мало кто обращает внимание на обязательное соответствие вида контакта типу пластового тела: силлы-1 – «горячий» контакт (роговики амфибол- и пироксен-роговиковой фаций), палеопотоки – «холодный» (кора выветривания, эрозия) и силлы-2 – «теплый» (пренит-пумпеллиитовая фация, реологические брекчии). В дискуссиях это провоцирует на ожидание у силлов-2 отдельных признаков, присущих силлам-1, что, естественно, приводит к тупиковой ситуации, в которой невозможно получить адекватный вывод.

Следует также иметь в виду, что термин **конвергентность** употребляется в смысле сходства, внешней похожести и неразличимости объектов на определенном уровне изучения (полевой, лабораторный, аналитический). Как правило, конвергентные признаки легко фиксируются даже при беглом осмотре пластовых тел. В концепции силлогенеза этому уделяется особое внимание, так как игнорирование данного следствия чревато ошибками и заблуждением. Избежать этого можно при изучении штриховых копий с фотографий, отражающих характер пове-



Взаимодействие базальта с вмещающими породами (*a–c*) и начальная стадия образование реологической брекчии (*d*). *a* – фронтальные инъекции базальта (черное) в алевропесчанике (серое); *b* – боковые инъекции базальта (черное) в песчанике (серое); *c* – инъекция базальта (черное) в ксенолите известняка (штриховка); *d* – начальная стадия брекчирования: черное – базальт с миндалекаменной текстурой, серое – песчаник, белое – плагиоклаз.

дения расплава (рисунок) в контакте с пластифицированной (*a*) и жесткой (*b*) вмещающими породами, а также с известняковым ксенолитом (*c*). Примечательно, что формирование силлов-2 сопровождается образованием нового типа пород, имеющих реологическую природу (*d*). Кажущаяся парадоксальность строения этих пород: обломки базальта имеют более молодой возраст по сравнению с возрастом пластифицированного матрикса («цемента»).

6. Триггером при формировании базитовых пластовых тел является траектория движения расплава: либо субгоризонтально-нисходящая (при вулканизме), либо субгоризонтально-восходящая (при силлогенезе). В первом случае над питающим каналом в идеале образуется система уплощенных конусов из покровов, а во втором – серия блюдцеобразных тел, разделенных вмещающими породами, что обусловлено исключительным проявлением силлогенеза в анизотропной среде осадочного бассейна.

7. С принятием разрабатываемой концепции происходит смена парадигм и в корне меняется история геологического развития отдельных регионов.

8. Период формирования многих крупных магматических провинций (LIPs) обычно невелик (1.0–2.5 млн лет), поэтому можно полагать, что «проклятие короткой жизни» для отдельных вулканических провинций может быть снято не только сменой парадигм, но и возможностью кратковременного одноактного поступления огромной массы расплава, способного к переохлаждению, либо на дневную поверхность, либо в гипабиссальную зону.

[1] *Федосеев Г.С.* Концепция континентального базитового силлогенеза. Интернет-ресурс: http://www.sillogenesis.com/

[2] *Федосеев Г.С.* Концепция континентального базитового силлогенеза и роль конвергентно-дивергентных признаков при диагностике лавовых палеопотоков и малоглубинных силлов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2019. № 4 (40). С. 111–121.

[3] *Fedoseev G.S.* Early-middle Devonian Kazakhstan-Altai-Sayan igneous province: facies and tectonic aspects. Интернет-ресурс: http://www.sillogenesis.com/public/componenti/320/files/2019EARLY-MIDDLEDEVONIANKAZAKHSTAN-ALTAI-SAYAN.pdf

[4] *Klüpfel W.* Das Fasziesgesetz der Yorquartären Vulkaneruptionen // Geologische Rundschau. 1933. V. 24. P. 28–56.

[5] *Усов М.А.* Тектоника Кузбасса // Проблемы советской геологии. 1935. Т. 5. № 2. С. 113–134.

[6] *Краснов В.И., Федосеев Г.С., Ратанов Л.С.* Роль быскарской серии в геологическом строении и истории развития Минусинского прогиба // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2018. № 4 (36). С. 8–21.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 377–379

ТРИ ПОЗДНЕНЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСА ДАЕК ПЛАГИОГРАНИТОВ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ПОЯСА: ВОЗРАСТ, ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ (Nd, Sr), ПРОИСХОЖДЕНИЕ

А.А. Федотова[1], Е.В. Хаин[1], А.А. Разумовский[2], А.В. Сомсикова[1, 2], О.В. Астраханцев[1], Г.Е. Некрасов[2], М.О. Аносова[1]

[1] Москва, Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
[2] Москва, Геологический институт РАН, alinaorlova87@gmail.com

Гранитоиды широко распространены в Байкало-Муйском поздненеопротерозойском вулканоплутоническом поясе. Большей частью эти породы входят в состав магматических серий габбро-диоритов-плагиогранитов, традиционно относившихся к муйскому комплексу **[1]**. По полученным к настоящему времени данным такие магматические серии отвечают не менее чем двум возрастным уровням: 0.83–0.81 **[2, 3]** и 0.62–0.60 млрд лет **[3]**. Два разновозрастных пояса расположены в обрамлении Муйского блока раннедокембрийских пород, переработанных в неопротерозое **[4, 5]**. Аналоги серий габбро-диоритов-плагиогранитов каждого из возрастных уровней найдены и в западном сегменте Байкало-Муйского пояса **[3, 6]**.

Вместе с тем тоналиты и плагиограниты даек и других субвулканических тел отличаются, по данным на сегодняшний день **[7–10]**, по составу и возрасту от гранитоидов серий габбро-диоритов-плагиогранитов. Среди пород двух субвулканических комплексов **[7, 9]**, а также в составе мигматит-плагиогранитной ассоциации **[10]** обнаружены породы с геохимическими признаками адакитов (таблица).

Нами изучены геохимические особенности, изотопный состав Nd и Sr пород и U-Pb система циркона гранитоидов даек комплексов 1–4 (**[7–9]**, таблица). Задача сообщения состоит в синтезе данных о происхождении пород трех разновозрастных комплексов (1–4), их сравнении с близкими (5–7) по возрасту или составу **[10, 12, 13]**.

Плагиограниты Среднемамаканского офиолитового комплекса рассматриваются как возможный продукт дифференциации магмы основного состава **[9]**.

Тоналиты и плагиограниты системы даек, секущих породы Среднемамаканского комплекса, напротив, рассматриваются как возникшие вследствие частичного плавления пород основного состава **[9]**. Такой же механизм, по всей видимости, определил формирование мигматит-плагиогранитной ассоциации **[10]**, тоналитов и плагиогранитов гипабиссального комплекса **[7, 9]** запада Байкало-Муйского пояса. Плагиогранитоиды групп 2, 3 и часть комплекса 5 относятся к породам с геохимическими признаками адакитов (таблица). Эти породы с высокими содержанием Sr и отношением Sr/Y оказываются удачным индикатором палеогеодинамических условий для неопротерозоя и фанерозоя **[14]**. Их геохимическая специфика отражает частичное плавление мафитовой части литосферы, возможное либо при разрыве субдуцируемой плиты на краю астеносферного окна, либо в нижней части сверхутолщенной коры, возникшей при континентальной коллизии. Выбор одной из двух возможностей образования гранитоидов адакитового типа определяется геологическим контекстом.

Таким образом, плагиограниты даек, кристаллизовавшиеся 645±5 млн назад **[8]**, отвечают возрасту Среднемамаканской офиолитовой ассоциации или одной из тектонических пластин в ее составе. Офиолиты интерпретируются как реликты литосферы окраинного моря: задугового бассейна, связанного с Якорной вулканической дугой **[15, 16]**. Вулканиты якорной толщи, по данным для метапорфиров экструзивного тела в андезибазальтах, кристаллизовались 663±3 млн лет назад **[17]**.

629±5 млн лет назад кристаллизовались плагиогранитоиды системы даек **[9]**, секущих дунит-пироксенит-габбровую полосчатую серию Среднемамаканского офиолитового комплекса восточного сегмента Байкало-Муйского пояса. В это же время сформировался эклогит-гнейсовый комплекс северной части Муйского блока **[4, 5]**, Возникновение комплекса связано с

Признаки адакитов [11] и данные по рассматриваемым гранитоидам Байкало-Муйского пояса (к адакитовой группе относятся комплексы 2, 3, и, вероятно, 7).

	адакиты	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
SiO_2 вес. %	≥56	>73	>68	>65	>71	>62	75	–
Al_2O_3	≥15 вес. %	14.9	>14.9	>15.7	>13.5	>12.6	13.7	–
↓ MgO	<3 вес. %	<0.6	<0.9	<2.5	<1.1	<2.6	1.5	–
↑ Sr	>300 мкг/г	<214	>487	>398	<337	>310	>62	–
↓ Y	<15 мкг/г	<7.2	<3.4	<4.4	<6.8	<5	<64	–
↑ Sr/Y	>20	25–50	>142	>91	39–53	>110	1–1.4	180
↓ Yb	<1.9 мкг/г	<0.7	<0.4	<0.4	0.4–1.0	<0.7	–	–
↑ La/Yb	>20	>37	>29	>20	4.7–77	>13	–	29*
$^{87}Sr/^{86}Sr$	<0.704	>0.706	0.704–0.705	0.703	0.703–0.711	–	–	–
возраст (t)	млн лет	645±10	629±5	595±5	<595±5	–	550–658	545±6
$\varepsilon_{Nd}(t)$	значение N-MORB (DM(t))	–0.9...–1.3	+2.5...+4.1	+4.7...+7.1	+3.2...+6.7	–	+8.5	–6.0…–6.2
Ссылка	**[11]**	**[8, 9]**	**[9]**	**[7, 9]**	**[7, 9]**	**[10]**	**[12]**	**[13]**

Примечание. 1–2 – породы восточного сегмента Байкало-Муйского пояса: (1) – плагиограниты жильных (дайковых) тел мощностью до 60 см в преимущественно лейкократовых полосчатых габброидах Среднемамаканского офиолитового комплекса восточного сегмента Байкало-Муйского пояса **[8, 9]**, (2) – тоналиты и плагиограниты системы даек мощностью до 30–40 м **[9]** в дунит-пироксенит-габбровой серии среднемамаканских офиолитов; 3–7 – породы западного сегмента Байкало-Муйского пояса: (3) – тоналиты, плагиограниты и (4) – граниты, лейкограниты гипабиссального комплекса **[7, 9]**, (5) – плагиограниты в составе мигматит-плагиогранитного комплекса **[10]**, (6) – гнейсовидные плагиограниты в поле развития нюрундуканской толщи **[12]**, (7) – гранитоиды Горячинского плутона **[13]**.* – приведено значение $(La/Yb)_N$.

заклиниванием зоны субдукции, «континентальной субдукцией» **[4, 5]**. Такие эпизоды могут сопровождаться разрывом субдуцируемой плиты, возникновением астеносферного окна и, как следствие, частичным плавлением мафитовой части слэба. Эти процессы также объясняют быструю эксгумацию эклогитов. Геохимические признаки показывают, что происхождение адакитов связано с частичным плавлением мафитового субстрата, при котором гранат и (или) роговая обманка являются реститовыми фазами **[14]**. Так объясняется практически одновременное формирование эклогитов и гранитоидов адакитового типа.

В сопредельном сегменте поздненеопротерозойской субдукционной зоны возникновение астеносферного окна, возможно с более явным вкладом сдвиговой составляющей, восстанавливается для времени 595±5 млн лет назад **[7]**.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проект № мол_а 16-35-00600) и в соответствии с планами НИР ГИН РАН, тема № 0135-2019-0051.

[1] *Салоп Л.И.* Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. 516 с.

[2] *Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А.* Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // ДАН. 1998. Т. 360. № 1. С. 88–92.

[3] *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.

[4] *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.

[5] *Skuzovatov S., Shatsky V., Wang K.L.* Continental subduction during arc-microcontinent collision in the southern Siberian craton: Constraints on protoliths and metamorphic evolution of the North Muya complex eclogites (Eastern Siberia) // Lithos. 2019. V. 342–343. P. 76–96.

[6] *Рыцк Е.Ю., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* U-Pb геохронология габбро-диорит-тоналит-гранодиоритовых интрузий Байкало-Муйского пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 10. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 2. С. 57.

[7] *Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В. и др.* Этапы формирования магматических комплексов позднего неопротерозоя запада Байкало-Муйского пояса // Геотектоника. 2014. № 4. С. 44–66.

[8] *Kröner A., Fedotova A.A., Khain E.V. et al.* Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal–Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 111. P. 138–160.

[9] *Сомсикова А.В., Костицын Ю.А., Федотова А.А. и др.* Поздненеопротерозойский гранитоидный магматизм Байкало-Муйского складчатого пояса, офиолитовые и постофиолитовые плагиограниты // Геохимия. 2021. Т. 65 (в печати).
[10] *Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т.* Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М.: ГЕОС, 1999. 163 с.
[11] *Castillo P.R.* An overview of adakite petrogenesis // Chinese Science Bulletin. 2006. V. 51. P. 257–268.
[12] *Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др.* О возрасте «муйских» гранитов Байкало-Витимского офиолитового пояса (U-Pb- и Sm-Nd-изотопные свидетельства) // ДАН. 1995. Т. 343. № 5. С. 673–676.
[13] *Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В. и др.* Раннекембрийский возраст и коровые источники гранитоидов Горячинского плутона (Северное Прибайкалье): геодинамические следствия // ДАН. 2019. Т. 484. № 4. С. 468–471.
[14] *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.
[15] *Станевич А.М., Переляев В.И.* К стратиграфии позднего докембрия Средневитимской горной страны // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 10. С. 1642–1652.
[16] *Переляев В.И.* Ультрабазит-базитовые комплексы западной части Средне-Витимской горной страны: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. 20 с.
[17] *Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др.* Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 380–382

ТИТАНО-ТАНТАЛО-НИОБАТЫ В ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТАХ АРЫСКАНСКОГО И АСТЫГСКОГО МАССИВОВ, ВОСТОЧНАЯ ТУВА

А.К. Хертек[1], А.В. Никифоров[2]

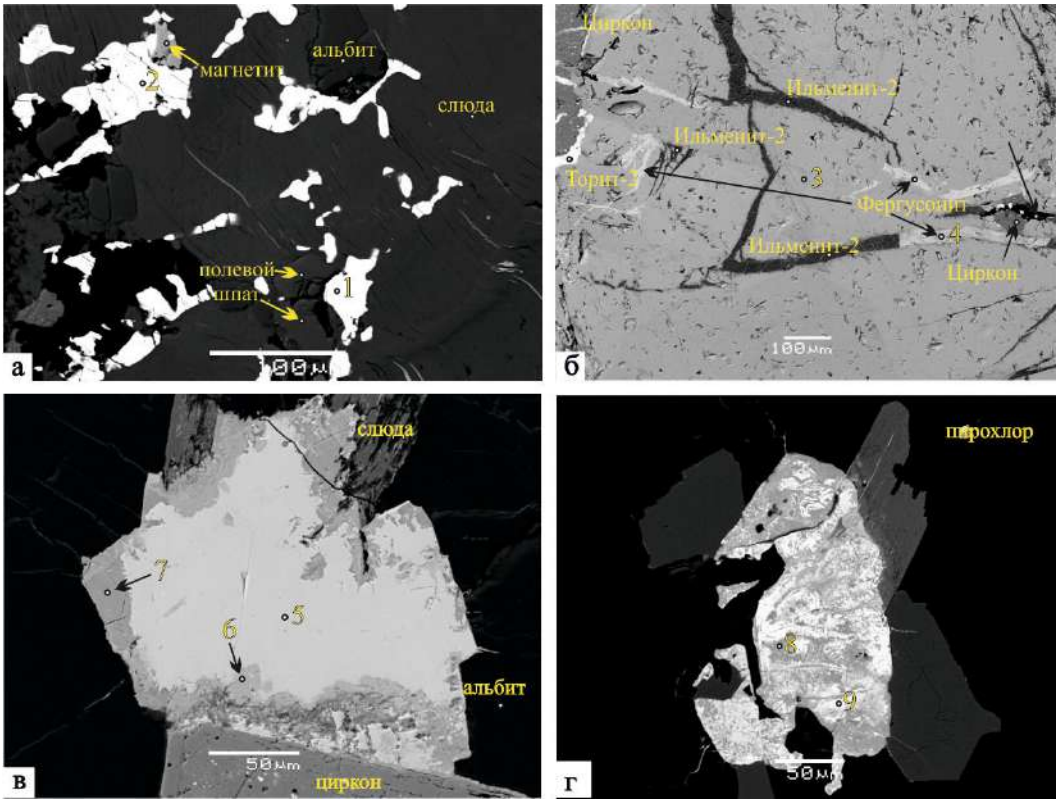
[1] Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, ajlan@mail.ru
[2] Москва, Институт рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, nikav@igem.ru

Арысканский массив находится в центральной части Восточного Саяна и представляет собой небольшое (375 м при ширине от 20 до 70 м) субширотно ориентированное дайкообразное тело, которое прослеживается до глубины 120 м. Массив сложен в основном трахитоидными редкометалльными щелочными гранитами. На незначительном расстоянии от выходов редкометалльных гранитов располагается более крупный (0.45 км^2) Астыгский массив. Он сложен мелко- и среднезернистыми щелочными гранитами. Оба массива рассматриваются как единый Арысканский комплекс пород **[4]**. Наиболее древними породами района месторождения являются гнейсы, кристаллические известняки и черные сланцы, условно датируемые протерозоем. Они со структурным несогласием перекрыты осадочно-метаморфической вулканогенной толщей нижнего и среднего кембрия. Вмещающими породами служат диориты, биотитовые грани-

Химический состав титано-тантало-ниобатов из пород Арысканского комплекса

Оксиды	Точки анализа								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
F									10.63
SiO_2		1.80			1.12	3.06	8.07	2.63	1.70
Na_2O	0.32					2.31	0.00		
CaO	3.21	2.34		1.02		5.90	2.17	3.66	6.03
TiO_2	5.32	5.93	29.53	2.69	2.71	3.81	3.30	17.43	
FeO		1.74				3.16	1.22	5.48	0.95
Y_2O_3			17.76	21.77	26.10	5.27	8.52		4.94
Nb_2O_5	61.25	56.92	30.45	49.63	43.54	64.35	59.42	65.09	
La_2O_3	2.69		0.32						10.05
Ce_2O_3	6.48		1.59					5.72	27.37
Nd_2O_3	1.00	1.39			0.31				5.77
Sm_2O_3				1.79	0.71				
Eu_2O_3				1.14	0.00				
Gd_2O_3				2.61	1.78				
Tb_2O_3				7.57					
Dy_2O_3			6.30		7.87		2.52		
Ho_2O_3					1.72		0.90		
Er_2O_3			4.00	5.45	5.37		2.06		
Yb_2O_3			3.63	2.91	4.04	0.46	2.57		
Ta_2O_5	0.84	1.65					1.59		
PbO	3.79	9.47				5.93	0.83		
ThO_2			6.42	3.43	3.68	5.75	4.54		32.55
UO_3	15.11	18.75			1.06		2.30		
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Примечание. Положение точек анализа показано на рисунке. 1, 2 – пирохлор; 3 – приорит; 4, 5 – фергусонит; 6, 7 – пирохлороподобная фаза; 8, 9 – продукты замещения первичного пирохлора: 8 – реликтовая Ti-Nb фаза, 9 – Th-бастнезит. Определения содержания элементов выполнены на электронном микроскопе JSM-5610LV с рентгеновским энергодисперсионным спектрометром Oxford INCA 450 (ИГЕМ РАН, Л.О. Магазина). Содержания элементов нормированы на 100 %. Пустые ячейки – ниже пределов обнаружения.



Титано-тантало-ниобаты в породах Арысканского комплекса. Изображения в обратнорассеянных электронах. *а* – пирохлор из щелочных гранитов Астыгского массива (образец Ар-6/15); *б* – преобразование приорита с новообразованиями за счет него ильменита, торита и фергусонита из пегматитов апикальной части Арысканского массива; *в* – замещение фергусонита пирохлороподобной фазой из зальбандов пегматитов в апикальной части Арысканского массива (образец Ар-6/4); *г* – преобразованный кристалл пирохлора (?) из мелко- и среднезернистых щелочных гранитов Арысканского массива (образец Ар-1/14).

ты и амфиболовые сиениты. Наиболее богатые редкометалльные разности пород тяготеют к апикальной части месторождения. Результаты Sm-Nd исследований валовых проб и минералов щелочных гранитов соответствуют возрасту 460 млн лет **[3]**.

Последовательность образования щелочных гранитоидов, по данным ранних исследователей **[2]** и собственным наблюдениям авторов, была следующей. Первоначально возникли щелочные граниты Астыгского массива, а затем произошло образование редкометалльных гранитоидов Арысканского массива, который имеет сложное строение. В апикальной части массива, которая обнажается на поверхности и вскрыта поверхностными горными выработками, среди участков мелко-, средне- или крупнозернистых пород развиты гнезда с пегматоидным агрегатом калиевого полевого шпата и жилоподобные пегматоидные агрегаты, сложенные рибекитом, цирконом и альбитом. Более глубокие части месторождения сложены мелко- и среднезернистыми гранитами с рибекитом, арфведсонитом, иногда астрофиллитом.

В минеральном составе щелочных гранитов арысканского комплекса основную роль играют кварц, альбит, микроклин, рибекит и арфведсонит. К акцессорным минералам относятся циркон, магнетит, ильменит (иногда с Nb и Y), гематит, Y-флюорит (1.3–4.5 мас. % Y), торит, монацит, ксенотим, гадолинит, фергусонит+самарскит, приорит, пирохлор, апатит иногда с примесью Y+LREE, титанит с Nb и другие. Титано-тантало-ниобаты встречаются во всех породах арысканского комплекса (таблица).

Щелочные граниты Астыгского массива сложены кварцем, альбитом (до 2 мас. % CaO), калиевым полевым шпатом, щелочным амфиболом (рибекит?). В акцессорных количествах присутствуют циркон, магнетит, ильменит с Nb, Y-флюорит (1.3–4.5 мас. % Y), гагаринит, апатит с Y и LREE. Титано-тантало-ниобаты здесь встречаются редко и представлены пирохлором, который часто неравномерно распределен по породе (рисунок, *а*). Содержание Nb в валовых пробах не превышает 100 г/т. Пирохлор образует изометричные выделения размером от 30 до 100 мкм и, как правило, характеризуется негомогенным составом.

В породах Арысканского массива титано-тантало-ниобаты распространены значительно шире. Валовое содержание Nb не опускается ниже нескольких сотен г/т, а в апикальной части часто больше 2000 г/т (таблица). Однако распространение этих минералов неравномерное, и они, как правило, сильно преобразованы. Относительно гомогенные выделения свойственны приориту и фергусониту. Приорит образует крупные скопления, приуроченные к пегматоидной части рудного тела. Минерал преобразован (рисунок, *б*). В примыкающих мелкозернистых рибекит-альбит-калиевополевошпатовых гранитах совместно с Nb-ильменитом и гадолинитом развит фергусонит, который замещается самарскитом **[1]** или пирохлороподобной фазой (рисунок, *в*). Во включениях в фергусоните встречен приорит. В большинстве же случаев среди щелочных гранитов Арысканского массива диагностируются сильно преобразованные титано-тантало-ниобаты (рисунок, *г*), среди которых по составу можно предположить первичные эшинит (Nb-LREE±U, Th, Y) и пирохлор (Nb-F-Ca±U, Th, Y, Na, Si).

[1] *Григорьев А.В., Сергеева В.В.* О замещении самарскитом фергусонита в альбититах редкометалльного месторождения Арыскан // Записки ВМО. 1993. Ч. 122. Вып. 5. С. 36–39.

[2] *Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н., Филина Н.П.* Rb-Sr изохронное датирование щелочных гранитов Северо-Восточной Тувы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 917–923.

[3] *Никифоров А.В., Хертек А.К., Козловский А.М.* Арысканское редкоземельное месторождение: первые результаты Sm-Nd изотопных исследований, Восточная Тува // Материалы III Всероссийской школы – конференции с международным участием. Кызыл: Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, 2017. С. 99–102.

[4] *Хертек А.К., Никифоров А.В., Козловский А.М.* Минеральный состав и геохимические характеристики щелочных гранитоидов Арысканского редкометалльного (REE, Zr) месторождения, Восточная Тува // Новое в познании процессов рудообразования: Шестая Российская молодежная конференция научно-практической школы с международным участием. М.: ИГЕМ РАН, 2016. С. 369–373.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 383–385

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ БЕЛОЗИМИНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Е.А. Хромова[1], А.Г. Дорошкевич[1, 2], И.А. Избродин[1]

[1] Улан-Удэ, Геологический институт СО РАН, lena.khromova.00@mail.ru, isbrodin@rambler.ru
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, doroshkevich@igm.nsc.ru

Несмотря на длительную историю изучения щелочных карбонатитовых комплексов, до сих пор остается нерешенной проблема карбонатитового магматизма, так как происхождение этих пород связано с частичным плавлением глубинной мантии Земли, обогащенной летучими веществами, РЗЭ и другими микроэлементами. Особенность этих магм важна для изучения глубинных процессов, так как геохимическая информация о мантийных источниках карбонатитовых магм, основанная на соотношениях некогерентных микроэлементов и их изотопов, не искажается коровой контаминацией **[9]**.

Белозиминский массив расположен на территории Восточного Саяна на юге Сибирской платформы и входит в состав Восточно-Саянской щелочной провинции **[6]**. С начала 50-х гг. прошлого столетия многие исследователи **[1, 2, 6, 12]** давали подробную геологическую и минералого-петрографическую характеристику пород массива. Несколько работ посвящено Sr-Nd изотопии по породам щелочных массивов этой провинции **[3, 5]**. Нами изучены изотопы Pb, которые являются весьма чувствительными индикаторами коровой контаминации **[7]**.

Возраст пород Белозиминского массива по геологическим данным оценивался как постнижнедевонский (средний палеозой) **[6]**. Датирование нефелиновых сиенитов и ийолитов, проведенное U–Pb методом по циркону и гранату, составляет 643±3 млн лет **[8]** и 645±6 млн лет **[14]** соответственно. Определение возраста Ar-Ar методом по флогопиту из кальцит-доломитовых карбонатитов **[9]** соответствует 645±6 млн лет, что хорошо согласуется с возрастом нефелиновых сиенитов и ийолитов. Полученная общая изохрона по $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$ значениям для основных разновидностей пород массива (мельтейгиты, ийолиты, щелочные сиениты, кальцитовые, кальцит-доломитовые и анкеритовые карбонатиты) отвечает возрасту 631±11 млн лет **[7]**.

Наиболее распространенными щелочными силикатными породами Белозиминского массива являются мельтейгиты, ийолиты и нефелиновые сиениты. Мельтейгиты представляют собой меланократовые средне- и крупнозернистые породы, состоящие из клинопироксена (80 %) и нефелина (до 15–20 %). Ийолиты – массивные породы, сложены приблизительно равными количествами нефелина и клинопироксена. Второстепенные минералы мельтейгитов и ийолитов представлены перовскитом, магнетитом, титанитом, ильменитом, реже встречаются щелочной амфибол, апатит, флогопит, кальцит, гранат. Акцессорные – бадделеит, касит, вторичные – либнерит, канкринит. Нефелиновые сиениты состоят из калиевого полевого шпата (до 70 % породы), клинопироксена и нефелина, который на 50 % замещается канкринитом. Второстепенные минералы представлены щелочным амфиболом, флогопитом, кальцитом, апатитом. Среди акцессорных наиболее распространены циркон, титанит, ильменит, рутил, пирохлор.

Кальцитовые карбонатиты представлены крупнозернистыми, массивными разновидностями. Породы на 80 % сложены кальцитом. Второстепенные минералы представлены клинопироксеном, флюоркальциопирохлором, флогопитом, апатитом, магнетитом, оливином (частично серпентинизирован), щелочным амфиболом. Акцессорные – анкилит, минералы группы бербанкита, монацит-Ce, карбоцернаит, лаашит (в виде мелкой вкрапленности в кальците), ильменит, стронцианит, цирконолит, баритокальцит, Nb – рутил, торит, бадделеит. Кальцит-доломитовые карбонатиты – среднезернистые, порфировидные, встречаются полосчатые разновидности. Основными минералами являются доломит, кальцит, минералы группы биотита, щелочной амфибол. Второстепенные представлены апатитом, ксенопирохлором, магнетитом, сульфидами (пирит, сфалерит). Акцессорные – анкилит, бербанкит, цирконолит, монацит-Ce, катаплеит, ильме-

нит, циркон, бадделеит. Анкеритовые карбонатиты распространены реже, они представляют собой мелко- и среднезернистые, пятнистые, реже полосчатые породы. Состоят преимущественно из анкерита, доломита и кальцита с подчиненным количеством апатита, барита, сульфидов (в основном пирита), гидропирохлора. В породах широко распространены фторкарбонаты РЗЭ (бастнезит-Ce, паризит-Ce и синхизит-Ce) и монацит-Ce. Акцессорные минералы – бадделеит, баотит (в виде включений в гидропирохлоре), карбоцернаит, анкилит, циркон.

От мельтейгитов через ийолиты и уртиты к нефелиновым сиенитам наблюдается рост концентраций алюминия, кальция, кремния, бария, рубидия и уменьшение содержания таких элементов, как железо, магний, титан, фосфор, ниобий и РЗЭ. Общая щелочность возрастает от мельтейгитов к щелочным сиенитам, ведущая роль принадлежит натрию. Эти факты также были доказаны на основании изучения расплавных включений в минералах щелочных ультраосновных пород массива **[1, 2]**. Состав родоначальной магмы **[1, 2]** соответствует недосыщенному кремнекислотой высококальциевому меланефелиниту (?), обогащенному щелочами, редкими и летучими компонентами.

Магнезиальность мельтейгитов (Mg#=28–35), свидетельствующая в пользу наименьшей степени дифференцированности по отношению к другим разновидностям пород комплекса (ийолиты = 24–30, нефелиновые сиениты = 15–29), тем не менее, наряду с низкими концентрациями никеля и хрома пород (до 30 и 65 ppm соответственно), подтверждает факт завершившейся кристаллизации оливина, шпинели. Согласно исследованиям плавкости системы нефелин–диопсид–титанит **[15]** после кристаллизации оливина, меланефелинитовый расплав будет эволюционировать в сторону диопсид-перовскитовой котектики. Ранняя кристаллизация перовскита в мельтейгитах Белозиминского массива привела к обеднению остаточного расплава РЗЭ и Nb и кристаллизации РЗЭ-деплетированных ийолитов и нефелиновых сиенитов. Апатит также может быть важной фазой в контроле РЗЭ, поскольку его количество в мельтейгитах достигает 3 %, а имеющиеся экспериментальные данные по коэффициентам распределения РЗЭ между минералом и силикатным расплавом выше единицы **[13]**.

Карбонатиты характеризуются более высокой концентрацией РЗЭ (1200–52000 ppm), по сравнению с щелочными силикатными породами. Легкие лантаноиды резко преобладают над тяжелыми. La/Yb отношение в среднем: 20–25 (кальцитовые), 25–50 (кальцит-доломитовые), 50–200 (анкеритовые карбонатиты). Максимальное содержание РЗЭ отмечено в анкеритовых карбонатитах, где РЗЭ концентрируются в синхизите-Ce, бастнезите-Ce и монаците-Ce.

В большинстве разновидностей пород первичные $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения колеблются в достаточно узком интервале – 0.702672–0.703125. Значения εNd(T), рассчитанные на 645 млн лет, варьируются от 3.14 до 4.97. Измеренные $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$ в породах комплекса показывают значительные вариации, в части проб обладая аномальными значениями (18–150, 16–23, 41–81 соответственно). Наиболее радиогенные составы определены в кальцит-доломитовом карбонатите, обогащенном пирохлором и апатитом, и связаны с высокими концентрациями Th и U.

Наблюдаемые вариации изотопного состава Sr и Nd пород Белозиминского массива могут быть связаны с коровой контаминацией расплавов либо с неоднородностью их источника **[10, 11]**.

Вариант коровой контаминации выглядит маловероятным. С одной стороны, высокие концентрации стронция и РЗЭ в породах массива по сравнению с вмещающими породами **[5]** не предполагают возможности проявления изотопной гетерогенности. С другой стороны, совместимость изотопных данных Pb с изохроной указывает на то, что взаимодействие между первичными магмами и корой во время внедрения не привело к сколько-нибудь значительному изменению изотопного состава Pb между различными интрузивными фазами массива **[7]**. Подтверждением этого и являются высокие Ce/Pb отношения (140–230), а также данные по изотопному составу кислорода в минералах **[10]**. Наиболее приемлем вариант изначальной изотопной гетерогенности источника пород массива, что вполне согласуется с распространенной точкой зрения, согласно которой непосредственно перед плавлением деплетированный мантийный субстрат подвергался активной метасоматической проработке и привносу вещества, обогащенного летучими компонентами и редкими элементами **[1, 3, 4]**. В работах по изучению изотопов Восточно-Саянской провинции, в том числе Белозиминского массива **[5]**, подтверждается факт негомогенности первичного источника для пород Белозиминского массива.

Высокое содержание несовместимых элементов в породах Белозиминского массива (Sr и Nb, La/Sm отношение), присутствие карбонатитов свидетельствуют в пользу того, что вероятный мантийный метасоматический агент имел карбонатный исходный состав.

Исследования выполнены в рамках программы фундаментальных исследований ГИН СО РАН (базовый проект IX.129.1.2, № гос. рег. АААА-А16-116122110027-2), при поддержке РНФ (проект № 19-17-00019).

[1] *Андреева И.А., Коваленко В.И., Никифоров А.В., Кононкова Н.Н.* Состав магм, условия образования и генезис карбонатсодержащих ийолитов и карбонатитов щелочного комплекса Белая Зима, Восточный Саян // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 594–619.

[2] *Андреева И.А.* Карбонатитовые расплавы в оливине и магнетите из редкометалльных карбонатитов щелочного карбонатитового комплекса Белая Зима (Восточный Саян, Россия) // ДАН. 2014. Т. 455. № 3. С. 562–566.

[3] *Владыкин Н.В.* Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы / Ред. Н.В. Владыкин. Иркутск, 2005. С. 13–30.

[4] *Когарко Л.Н., Хендерсон М., Фоланд К.* Эволюция и изотопные источники Гулинского ультраосновного щелочного массива (Полярная Сибирь) // ДАН. 1999. Т. 364. № 2. С. 235–237.

[5] *Никифоров А.В., Лыхин А.В.* Геохимия изотопов Sr и Nd в породах щелочно-ультраосновных массивов Восточно-Саянской провинции // Семинар «Геохимия щелочных пород» школы «Щелочной магматизм Земли». 2008. С. 24–27.

[6] *Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В.* Карбонатитовые месторождения России. М.: Изд-во НИА–Природа, 2003. 287 с.

[7] *Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А.* Геохимическая и Sr-Nd-Pb изотопная характеристики щелочных пород и карбонатитов Белозиминского массива (Восточный Саян) // Геосферные исследования. 2020. № 1. С. 33–55.

[8] *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В.* Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // ДАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.

[9] *Bell K.* Carbonatites: Relationships to mantle-plume activity // Mantle plumes: their identification through time / Eds. R.E. Ernst, K.L. Buchan. Geological Society of America Special Papers. 2001. V. 352. P. 267–290.

[10] *Deines P.* Stable isotope variation in cabonatites // Carbonatites: Genesis and evolution / Ed. K. Bell. London: Unwin Hyman, 1989. P. 301–359.

[11] *Demény A., Sitnikova M.A., Karchevsky P.I.* Stable C and O isotope compositions of carbonatite complexes of the Kola Alkaline Province: phoscorite–carbonatite relationships and source compositions // Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola Alkaline Province / Eds. F. Wall, A.N. Zaitsev. London: Mineralogical Society, 2004. P. 407–431.

[12] *Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Travin A.V., Vladykin N.V.* Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: Implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 26. P. 81–96.

[13] *Prowatke S., Klemme S.* Trace element partitioning between apatite and silicate melts // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. V. 70. P. 4513–4527.

[14] *Salnikova E.B., Chakhmouradian A.R., Stifeeva M.V., Reguir E.P., Kotov A.B., Gritsenko Y.D., Nikiforov A.V.* Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks // Lithos. 2019. V. 338. P. 141–154.

[15] *Veksler I.V., Teptelev M.P.* Conditions for crystallization and concentration of perovskite type minerals in alkaline magmas // Lithos. 1990. V. 26. P. 177–189.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 386–388

ЭВОЛЮЦИЯ БАЗИТОВОГО И ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА КАК ОТРАЖЕНИЕ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫХ СИСТЕМ ЦАСП: ПРИМЕР ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

С.В. Хромых[1, 2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
[2] Новосибирск, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, serkhrom@mail.ru

Территория Восточного Казахстана располагается в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и входит в состав герцинской Обь-Зайсанской складчатой системы, возникшей в позднем палеозое при взаимодействии Сибирского и Казахстанского континентов и закрытии палеоокеанического бассейна. Общая последовательность геодинамических событий на исследуемой части Обь-Зайсанской складчатой системы: Субдукция → Сближение континентальных блоков и сокращение океанического бассейна → Прекращение морского осадконакопления и скучивание бассейна → Орогения с тектоническим умножением осадочного разреза и последующим появлением континентальных моласс → Раздвиговые движения и коллапс орогена. Это позволяет классифицировать возникший ансамбль структурно-вещественных комплексов как аккреционно-коллизионную систему, которая была обозначена как Алтайская аккреционно-коллизионная система герцинид **[1]**. В ее составе выделены Жарма-Саурская, Чарская и Калба-Нарымская структурно-формационные зоны, характеризующиеся различным набором геологических формаций.

В ходе развития Алтайской аккреционно-коллизионной системы магматизм различался по масштабам и формам проявления. В последние годы автором были проведены исследования базитовых и гранитоидных комплексов с помощью современных методов, получен большой объем геохимических, изотопных и геохронологических данных **[2–4]**. Новые данные позволили пересмотреть ранние представления, уточнить объем некоторых ранее выделенных магматических комплексов и оценить общую продолжительность магматизма с раннего карбона (визе) до конца ранней перми. Сопоставление всего спектра сведений о геологической позиции, вещественном составе и возрасте базитовых и гранитоидных магматических ассоциаций позволяет перейти к построению геодинамических моделей проявления мантийного магматизма в аккреционно-коллизионных складчатых поясах.

Раннекарбоновый этап орогении проявился только в юго-западной части – Жарма-Саурской зоне. К концу раннего карбона на этой территории прекратилось осадконакопление и вулканизм, что свидетельствует о прекращении субдукции и начале орогенных процессов. Именно в этой обстановке был проявлен габбро-гранитоидный магматизм саурской серии. Существующие геодинамические представления позволяют использовать для объяснения этого магматизма модель отрыва субдуцируемой океанической плиты (модель отрыва слэба). В пользу этой модели свидетельствует линейный характер распространения интрузивов саурской серии, геохимические и геохронологические данные. На ранней стадии орогении под окраиной Казахстанского континента произошел отрыв фрагмента субдуцированной литосферы Обь-Зайсанского океанического бассейна. Это привело к активизации астеносферы, повышению температурного градиента в мантийном клине и его плавлению, были сформированы обводненные магмы базитового состава, которые затем дифференцировали до диоритовых.

На рубеже раннего и среднего карбона было сформировано орогенное сооружение. В среднем карбоне мантийный магматизм проявился во всех структурно-формационных зонах. Плавление вещества литосферной мантии под коллизионными орогенами может быть объяснено в рамках разных геодинамических моделей. Модель отрыва слэбов слабо применима для объяснения такого магматизма, распределенного по всей территории коллизионной системы – вряд ли был возможен синхронный отрыв как минимум трех погружающихся в разных местах слэбов. Модель влияния мантийного плюма также вряд ли может быть использована, исходя из

геохимических характеристик мантийных источников и минимальных объемов магматизма. Более удовлетворяют наблюдаемой ситуации геодинамические модели деламинации нижней части листосферы. Главная роль в этих моделях отводится растягивающим движениям, совмещенным с крупноамплитудными сдвиговыми перемещениями (также известны как транстенсия). Главные сдвиговые зоны могут действовать как проводники для базитовых расплавов, возникающих при плавлении мантийного вещества. При сдвиговых движениях в орогенном сооружении вследствие неоднородностей границ между разными блоками возможно чередование участков, испытывающих сжатие, и участков, испытывающих растяжение. В участках сжатия могли существовать условия для высокобарического метаморфизма, а в участках растяжения могли возникнуть разрывы, в которые поднялось горячее вещество астеносферы. Для обозначения такой реакции астеносферы в настоящее время применяется термин мантийный апвеллинг (mantle upwelling).

В местах наибольшего растяжения возникли вулканические мульды и прогибы, в других местах были сформированы малые интрузии и дайковые пояса. Среднекаменноугольный базитовый магматизм можно отнести к каноническому типу позднеколлизионного магматизма, проявляющемуся на поздних стадиях существования орогенных сооружений. Другими словами, среднекарбоновый магматизм является индикатором коллапса орогенного сооружения. Можно констатировать, что позднеорогенная стадия развития Алтайской коллизионной системы завершилась в позднем карбоне, а общая продолжительность орогенических процессов в Обь-Зайсанской складчатой системе может быть оценена в ~20–30 млн лет (возрастной интервал от 330±5 до 310±5 млн лет).

В ранней перми во всех структурно-формационных зонах был проявлен разнообразный базитовый и масштабный гранитоидный магматизм. Раннепермские базитовые комплексы относительно обогащены некогерентными элементами и произошли при плавлении относительно геохимически обогащенных гранатовых и шпинелевых перидотитов верхней мантии. Частичное плавление этих источников могло быть вызвано тектоническими причинами, как и для предшествующих среднекаменноугольных событий. Однако проявление базитового магматизма на всей территории и, главное, превосходящий в десятки раз объем гранитоидов свидетельствуют о крупной термической аномалии.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод, что мантийный и сопряженный коровый магматизм отражает последовательную смену геодинамических режимов и типов взаимодействия мантии и литосферы в развитии Алтайской аккреционно-коллизионной системы:

1. Раннекаменноугольный (C1s) магматизм раннеорогенного этапа является результатом отрыва субдуцирующей литосферы (слэба) под окраиной Казахстанского континента.

2. Среднекаменноугольный (C2m) магматизм позднеорогенного этапа является результатом активизации сдвигово-раздвиговых движений вдоль крупных разломов и отражает коллапс орогенного сооружения.

3. Раннепермский (300–270 млн лет) масштабный магматизм является результатом глобального термического возмущения в верхней мантии под воздействием Таримского мантийного плюма. Закономерности развития раннепермского магматизма отражают разные стадии взаимодействия мантийного плюма с литосферой (инициальная, максимальное взаимодействие, релаксация). Масштабное развитие раннепермского магматизма на изученной территории обусловлено сочетанием термического возмущения в верхней мантии и процессами растяжения литосферы.

Во многих аккреционно-коллизионных системах в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса описаны ультрабазит-базитовые магматические комплексы, проявленные на разных стадиях их развития и сопровождающиеся гранитоидным магматизмом. Для некоторых регионов ЦАСП также выделены ареалы необычайно масштабной эндогенной активности, выраженной прежде всего в огромных объемах гранитоидного магматизма, которые рассматриваются в качестве крупных изверженных провинций, – Ангаро-Витимский батолит в Забайкалье, Хангайский и Хэнтейский батолиты в Монголии, Каахемский батолит в Восточной Туве. Для всех этих случаев очевидна активная роль мантии в процессах преобразования литосферы, которая может быть обусловлена развитием плейт-тектонических процессов и влиянием мантийных плюмов на литосферу аккреционно-коллизионных систем. Специфика как мантийного, так и корового магматизма в разных регионах может являться индикатором реализации различных геодинамических сценариев. Расшифровка таких событий для каждого региона должна включать комплексный подход с детальным анализом геологической позиции, вещественного состава и возраста магматических комплексов и их взаимоотношений.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при поддержке РФФИ (проекты № 17-05-00825, № 20-05-00346 и № 20-35-70076).

[1] *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.

[2] *Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С.* Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1648–1667.

[3] *Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Анциферова Т.Н., Караваева Г.С.* Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 983–1004.

[4] *Khromykh S.V., Kotler P.D., Izokh A.E., Kruk N.N.* A review of Early Permian (300–270 Ma) magmatism in Eastern Kazakhstan and implications for plate tectonics and plume interplay // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10. P. 79–99.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 389–390

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ (850 МЛН ЛЕТ) КОНТРАСТНАЯ РИОЛИТ-БАЗАЛЬТОВАЯ СЕРИЯ В ТАЛАССКОМ АЛАТАУ, СЕВЕРНЫЙ КЫРГЫЗСТАН: ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ

А.К. Худолей[1], Д.В. Алексеев[2], Е.О. Петров[3], К.С. Додонов[1]

[1] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, a.khudoley@spbu.ru
[2] Москва, Геологический институт РАН, dvalexeiev@mail.ru
[3] Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Evgeniy_Petrov@vsegei.ru

Ишим-Срединно-Тяньшаньский микроконтинент (ИСТ) является одним из крупнейших докембрийских массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Ранее он входил в состав Родинии **[1]**, и расшифровка его неопротерозойской эволюции позволяет более корректно отразить историю распада этого суперконтинента.

Неопротерозойские комплексы ИСТ широко развиты в хребтах Малый Каратау и Таласский, где они представлены карбонатными и флишоидными толщами общей мощностью до 5–6 км. Распределение возрастов обломочных цирконов указывает на вероятную принадлежность ИСТ и Таримского микроконтинентов к единому блоку **[2, 3]**, но возраст и природа прогиба, в котором происходило осадконакопление, остаются неясными.

Основание флишоидного комплекса в хребте Малый Каратау не вскрыто, тогда как в Таласском хребте флишоидный разрез подстилается толщей мраморизованных известняков (бакаирская свита), ниже которой в бассейне р. Чиимташ на южном склоне хребта локально обнажается толща эффузивных пород, выделяющихся как чиимташская свита **[4]**. Преобладают породы основного состава, в подчиненном количестве отмечаются вулканиты кислого состава. Контакт между породами чиимташской и бакаирской свит осложнен послойными срывами, но присутствие в верхней части эффузивов пластов известняков свидетельствует о вероятно постепенном контакте между свитами.

Проводившееся ранее датирование навески цирконов из дайки гранофира в чиимташской свите методом ТИЭ показало Pb-Pb возраст 1110±15 млн лет, и на этом основании вулканиты рассматривались как возможные аналоги мезопротерозойской, предположительно рифтогенной контрастной серии Северного Тянь-Шаня **[4]**. Для уточнения возраста магматического комплекса нами была отобрана проба туфа кислого состава, из которой по стандартной методике с применением тяжелых жидкостей были выделены цирконы. Датирование проводилось в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ на SHRIMP-II, были изучены 16 зерен, зональное строение которых на катодолюминесцентных изображениях свидетельствовало об их магматическом происхождении. На магматическое происхождение цирконов указывало и высокое Th/U отношение, варьирующееся в пределах 0.5–0.9. Из 16 датированных зерен одно характеризуется большой ошибкой и еще одно – значительной дискордантностью. Остальные 14 зерен формируют кластер с конкордантным возрастом 851±4 млн лет (СКВО=0.34, вероятность конкордантности 0.56).

Несмотря на широкое распространение вторичных минералов, низкие величины потерь при прокаливании (в основном менее 3 %) и отсутствие их корреляции с концентрациями окислов свидетельствуют о том, что вторичные процессы не отразились на химическом составе магматических пород. По содержанию SiO_2 и щелочей основные породы попадают в поле пикробазальтов, базальтов и базанитов, а кислые – в поле дацитов и риодацитов. Хотя породы кислого состава характеризуются, в сравнении с породами основного состава, более высокими концентрациями редкоземельных элементов (РЗЭ) и более отчетливой Eu-аномалией, их графики распределения РЗЭ имеют сходную форму, которая подчеркивается близкими величинами отношений нормализованных концентраций La/Sm и La/Lu. Такое сходство позволяет предполагать, что породы как кислого, так и основного состава относятся к единому комплексу и

сформировались в ходе единого магматического события, возраст которого определен как 851±4 млн лет.

На всех диагностических диаграммах породы основного состава располагаются в полях OIB или MORB и не обнаруживают черт сходства с базальтами островных дуг. На спайдер-диаграмме отсутствуют Ta-Nb и Ti минимумы, что вместе с незначительной положительной Pb аномалией и низкими величинами отношения Ba/Nb (от 3 до 15) указывает на незначительность взаимодействия магмы с породами осадочного комплекса и фундамента. Эти характеристики типичны для базальтов рифтов, что и позволяет рассматривать магматические комплексы чиимташской свиты как рифтогенные. В пользу рифтогенного происхождения вулканитов свидетельствуют также повышенные концентрации окислов титана (>2 %), железа (до 20 %) и фосфора (до 0.3 %) в базальтах.

Полученные данные позволяют ограничить возраст флишоидного комплекса Таласского хребта снизу и указывают на поздненеопротерозойское время формирования рифта, протянувшегося из Малого Каратау в Таласский хребет. Возраст рифтогенного комплекса (851±4 млн лет) позволяет рассматривать это событие как наиболее древний эпизод рифтогенеза, получившего более широкое развитие около 820 млн лет и приведшего в дальнейшем к распаду этой части Родинии около 760 млн лет **[1]**.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00252).

[1] *Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 179–210.

[2] *Худолей А.К., Алексеев Д.В., Дюфрейн С.Э. и др.* Новые данные о возрастах обломочных цирконов из кокджотской серии и большекаройской свиты Малого Каратау (Южный Казахстан) // ДАН. 2018. Т. 479. № 2. С. 179–182.

[3] *Худолей А.К., Алексеев Д.В., Дюфрейн С.Э.* Новые данные о возрасте обломочных цирконов из терригенных толщ хребта Таласский Алатау (Кыргызстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 16. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2018. С. 272–274.

[4] *Геодинамика и оруденение Тянь-Шаня* (*Кыргызстан*) / Ред. А.Б. Бакиров, М.Д. Гесь, Р.Д. Дженчураева и др. Бишкек: Илим, 2014. 278 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 391–394

ПЕРВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО НЕОПРОТЕРОЗОЮ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЛОНГДОРСКОГО ПОДНЯТИЯ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

А.В. Шацилло[1], Д.В. Рудько[1], И.В. Латышева[2, 3], И.В. Федюкин[1]

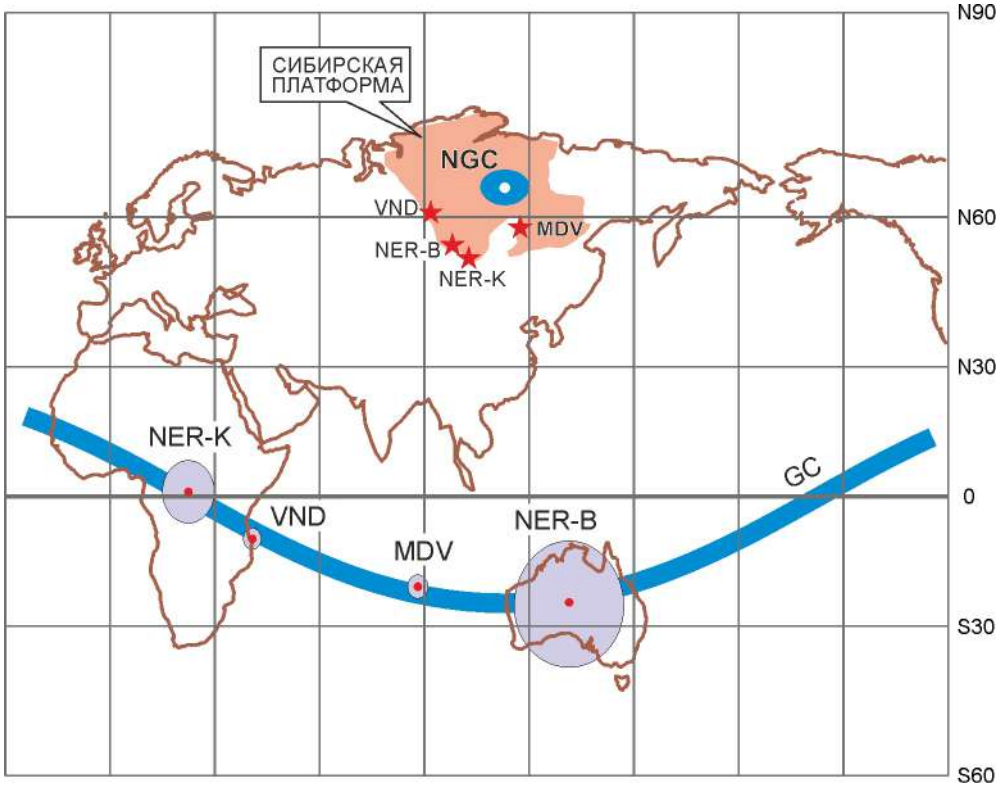
[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com
[2] Москва, Геологический институт РАН
[3] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Лонгдорское (Нечерское) поднятие располагается в юго-восточной части Байкало-Патомской складчатой области на ее «стыке» с западным склоном Алданского щита. Ядро поднятия образовано раннедокембрийскими кристаллическими комплексами (в т.ч. палеопротерозойскими гранитоидами чуйско-кодарского комплекса), представляющими кратонное основание Сибири, и перекрыто по периферии осадочными толщами позднего докембрия. Позднедокембрийские толщи восточного (приплатформенного) склона Лонгдорского поднятия – медвежевская свита, баллаганахская, дальнетайгинская серии – деформированы, на изученном нами участке (верховья р. Джелинда) они не несут признаков метаморфизма. В разрезе позднего докембрия Лонгдорского поднятия при геолого-съемочных работах установлены местные несогласия, по которым проводятся границы серий. Результаты наших полевых наблюдений по притоку р. Джелинда (ключ Опорный) показывают, что в основании серий в этой части поднятия явных угловых несогласий нет, а соответствующим границам отвечают: 1 (основание баллаганахской серии) – пачка диамиктита полимиктового состава, залегающая на пестроцветных алевролитах медвежевской свиты с постепенным переходом **[9]** и 2 (основание дальнетайгинской серии) – пачка мелкогалечного конгломерата, вероятно, имеющая с подстилающими известняками мариинской свиты эрозионный контакт и содержащая главным образом карбонатные и кварцевые гальки. Наличие согласных границ в позднедокембрийской последовательности позволяет заключить, что основные деформации на изученном участке, приведшие к формированию крупных лежачих складок и структурных элементов второго порядка **[9]**, связаны в основном с палеозойской складчатостью, обусловленной, по нашему мнению, внутриплитной тектоникой, вызванной раскрытием Вилюйской палеорифтовой системы **[12]**.

Незначительные перестройки структурного плана, выраженные местными несогласиями и маркирующие границы серий, могли быть обусловлены блоковыми «вертикальными» движениями, связанными с процессами рифтогенеза. В частности, терригенные толщи нижней части баллаганахской серии имеют сходство с рифтогенными комплексами, а их накоплению в Байкало-Патомском регионе предшествовал бимодальный вулканизм (медвежевская свита и ее вероятные аналоги в Олокитском прогибе с возрастом ~720 млн лет **[1 и др.]**). Верхний возрастной предел накопления вулканогенно-осадочной медвежевской свиты может быть определен по прорывающим гранитоидам язовского комплекса (709±7 млн лет **[2]**), распространенным на севере Байкало-Патомского региона.

Преддальнетайгинские движения могли быть связаны с эдиакарскими рифтогенными процессами, проявленными по южной периферии Байкало-Патомского региона (падринская серия р. Витим ~590 млн лет **[5]**), а неравномерная эрозия верхней части баллаганахской серии, выявленная в ряде работ, очевидно, связана с экзарацией неопротерозойским ледником. В свете этого приведенную датировку **[5]** мы рассматриваем как наиболее вероятное «нижнее» возрастное ограничение для основания дальнетайгинской серии. Отметим, что имеющиеся хемостратиграфические и микропалеонтологические данные не оставляют сомнений в эдиакарском возрасте дальнетайгинской серии, в пользу этого указывают и Pb-Pb определения по карбонатам баракунской свиты, полученные недавно **[4]**.

Палеомагнитное изучение позднего докембрия рассматриваемого региона вызывает интерес в связи с общей проблемой геомагнетизма неопротерозоя (соответствие/несоответствие неопротерозойского геомагнитного поля актуалистической модели) и наличием в разрезе



Палеомагнитные полюсы криогения Сибирской платформы. NER-K – нерсинский комплекс р. Китой **[14]**; NER-B – нерсинский комплекс р. Бирюса, модифицировано после **[3]** (при расчете среднего полюса из выборки **[3]** исключено определение по интрузии «силл 3», для которой получен мезопротерозойский возраст и включено определение по интрузии «04ir7» с р. Китой, представленное Д.В. Метелкиным в докт. дис.); VND – вандадыкская свита Енисейского кряжа, модифицировано после **[7]** (с учетом новых авторских данных); MDV – медвежевская свита Лонгдорского поднятия (полюс приведен в координатах Ангаро-Анабарского сегмента Сибирского кратона с поправкой на раскрытие Вилюйской палеорифтовой системы, согласно **[13]**; координаты полюса без поправки: Long=68.0 Lat=–15.2, A95=2.7 n=53); GC – большой круг, аппроксимирующий палеомагнитные полюсы; NGC – нормаль к большому кругу; звездочки – географическое положение объектов, по которым получены палеомагнитные определения.

перспективных для опробования красноцветных уровней, сопряженных с палеоклиматическими индикаторами (ледниковыми и схожими с ними отложениями).

В левых притоках верховьев р. Джелинда опробованные красноцветные пачки присутствуют в медвежевской свите (подстилающей горизонт диамиктитов основания баллаганахской серии, для которых мы предполагаем ледниковое происхождение **[9]**) и в дальнетайгинской серии – в верхней части ледниковой **[6]** ничатской свиты (матрикс тиллитов) и в основании перекрывающей ее баракунской/кумах-улахской свиты.

Заслуживающий внимания палеомагнитный результат получен по красноцветным уровням (алевролиты) медвежевской и баракунской/кумах-улахской свит. В обоих случаях носителем высокотемпературной характеристической компоненты намагниченности является гематит. Из-за незначительной разницы в элементах залегания толщ на опробованных участках тесты складки не применимы. На допалеозойский возраст намагниченности указывает отличие рассчитанных палеомагнитных направлений (как в древней, так и в современной системе координат) от фанерозойских направлений Сибири. Значимое различие рассчитанных по свитам палеомагнитных полюсов указывает на отсутствие регионального допалеозойского перемагничивания. В породах баракунской/кумах-улахской свиты присутствуют близантиподальные палеомагнитные направления, что также является доводом в пользу первичности намагниченности.

Палеомагнитный полюс баракунской/кумах-улахской свиты находится в хорошем соответствии с полюсами по близковозрастным породам дальнетайгинской и байкальской серий, полученными нами ранее **[10, 8** и неопубликованные авторские данные**]** и указывающими на приэкваториальное положение Сибири в эдиакарии. Такое положение Сибирского континента плохо согласуется с наличием в нижней части этих серий ледниковых и сезонных отложений.

Полученный результат вновь поднимает проблему «неопротерозойского климатического парадокса» (противоречие палеомагнитных и палеоклиматических данных), который мы объясняем кардинальным отличием геомагнитного поля неопротерозоя от актуалистической модели **[10, 11]**.

Сравнение палеомагнитного полюса медвежевской свиты с близковозрастными полюсами криогения Сибири (нерсинский комплекс р. Бирюса **[3]** и р. Китой **[14]** Присаянья, вандадыкская свита Енисейского кряжа **[7]**) показывает, что все они значимо различаются, при этом с высокой точностью аппроксимируются дугой большого круга (рисунок). Этот факт может интерпретироваться либо как эпизод истинного смещения полюса «TPW» (быстрого смещения коры и мантии относительно оси вращения Земли), либо как свидетельство аномального поведения геомагнитного поля неопротерозоя, описываемого, в частности, гипотезой «Блуждающего экваториального диполя» **[11]**. Точность возрастных привязок соответствующих объектов пока не позволяет адекватно установить тренд перемещения палеомагнитного полюса Сибири в течение криогения, существующие оценки указывают скорее на его сложный возвратно-поступательный характер.

Подобные аномалии выявлены нами при анализе опубликованных палеомагнитных данных по близковозрастным «франклинским» вулканитам Лаврентии и блока Юкон. Все палеомагнитные определения по криогению Сибирского континента указывают на его приэкваториальное положение в это время, что, в комплексе со свидетельствами субсинхронных покровных оледенений (тиллиты чивидинской свиты Енисейского кряжа **[15]**, тиллиты? баллаганахской и кебектинской серий **[9** и ссылки там**]**), приводит нас к заключению, что отмеченные особенности палеомагнитной записи обусловлены аномальным поведением неопротерозойского геомагнитного поля. Очевидно, что в этом случае построение реконструкций по палеомагнитным данным «традиционными» способами не имеет физической основы. Для разработки адекватной модели геомагнитного поля неопротерозоя необходимо получение значительного массива качественных палеомагнитных данных.

Исследования проведены в рамках тем государственных заданий ИФЗ РАН и ГИН РАН.

[1] *Арискин А.А., Костицын Ю.А., Данюшевский Л.В., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсоев Д.А.* Геохронология довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2013. № 11. С. 955–972.

[2] *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Анисимова И.В., Подольская М.М.* Возраст, источники и тектоническое положение оловоносных гранитов язовского комплекса Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса // ДАН. 2020. Т. 490. № 2. С. 10–14.

[3] *Метелкин Д.В., Белоносов И.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М.* Палеомагнитные направления в интрузиях нерсинского комплекса Бирюсинского Присаянья как отражение тектонических событий в неопротерозое // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 4. С. 398–413.

[4] *Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Ситкина Д.Р.* Вендский возраст дальнетайгинской серии: результаты Pb-Pb изохронного датирования баракунской свиты в разрезе Уринского поднятия на юге Средней Сибири // Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика: Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб: Свое издательство, 2019. С. 187–188.

[5] *Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеенко А.М.* Вендский (590±5 млн лет) возраст падринской серии Байкало-Муйского складчатого пояса: U-Pb-данные по циркону // ДАН. 2004. Т. 397. № 4. С. 517–519.

[6] *Чумаков Н.М.* Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 21–34.

[7] *Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В.* Новые палеомагнитные данные по терминальному докембрию Енисейского кряжа (чингасанская и чапская серии Тейско-Чапского прогиба): дрейф Сибири, истинное смещение полюса или специфика геомагнитного поля неопротерозоя? // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии: Материалы L Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. Т. 2. С. 311–316.

[8] *Шацилло А.В., Латышева И.В., Колесникова А.А.* Тиллиты основания байкальской серии – новое местонахождение и предварительные хемостратиграфические и палеомагнитные данные по карбонатным постгляциальным толщам (Прибайкалье, разрез Риты) // Проблемы тектоники континентов и океанов: Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. С. 346–351.

[9] *Шацилло А.В., Латышева И.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В.* Признаки неопротерозойского оледенения в балаганнахской серии Лонгдорского поднятия и возможные масштабы проявления гляциопериода Стерт в Сибири (вести с полей) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиат-

ского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 17. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. С. 286–289.

[10] *Шацилло А.В., Рудько С.В., Латышева И.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В., Малышев С.В.* Палеомагнитные, седиментологические и изотопные данные по неопротерозойским перигляциальным отложениям Сибири: новый взгляд на проблему низкоширотных оледенений // Физика Земли. 2019. № 6. С. 34–58.

[11] *Шацилло А.В., Рудько С.В., Латышева И.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В., Паверман В.И., Кузнецов Н.Б.* Гипотеза «Блуждающего экваториального диполя»: к проблеме низкоширотных оледенений и конфигурации геомагнитного поля позднего докембрия // Физика Земли. 2020 (в печати).

[12] *Шацилло А.В., Федюкин И.В., Паверман В.И.* Палеомагнетизм позднепалеозойских гранитов Ангаро-Витимского батолита и вмещающих пород Байкало-Патомской складчатой области: тектонические следствия // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 7. С. 1093–1111.

[13] *Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V.* New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar-Angara blocks // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 276. P. 229–242.

[14] *Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Murphy J.B., Tait J.A., Donskaya T.V., Konstantinov I.K.* Paleomagnetism of Cryogenian Kitoi mafic dykes in South Siberia: Implications for Neoproterozoic paleogeography // Precambrian Research. 2013. V. 231. P. 372–382.

[15] *Rud'ko S., Kuznetsov N., Shatsillo A., Rud'ko D., Malyshev S., Dubenskiy A., Sheshukov V., Kanygina N., Romanyuk T.* Sturtian glaciation in Siberia: Evidence of glacial origin and U-Pb dating of the diamictites of the Chivida Formation in the North of the Yenisei Ridge // Precambrian Research. 2020. V. 345. 105778.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 395–396

ЭТАПЫ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И ВРЕМЕННОЙ ДИАПАЗОН ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ ХАМСАРИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

С.И. Школьник[1, 2], Е.Ф. Летникова[2], Л.З. Резницкий[1], А.В. Иванов[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

Проведены изотопно-геохронологические исследования магматических, вулканогенных и осадочных образований восточной части Хамсаринского террейна, являющегося частью Таннуольско-Хамсаринского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. В восточной части террейна северная граница проходит по Главному Саянскому разлому, отделяющему его от южного краевого выступа фундамента Сибирской платформы; юго-восточная граница с Тувино-Монгольским массивом проходит по Азасско-Жомболокскому разлому, имеющему признаки шовной сутуры **[1]**. С запада – юго-запада Хамсаринский террейн, согласно карте террейнов **[2]**, граничит по разломам с Восточно-Тувинским задуговым террейном. 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 и монгошинская), сложенных в разной степени метаморфизованными пара- и ортопородами, несогласно перекрывающимися существенно вулканогенной, практически не метаморфизованной хамсаринской свитой, возраст которой определен как кембрийский по остаткам археоциатов из органогенных карбонатов.

Основание разреза террейна представлено породами шутхулайской свиты, сложенной преимущественно примитивными метаморфизованными базальтами и андезитами, по геохимическим особенностям сопоставимыми с островодужными. Возраст пород свиты, согласно результатам изотопного датирования методом LA-ICP-MS, не древнее 660 млн лет. Формирование протолита метаосадочных пород вышезалегающей монгошинской свиты происходило в интервале 630–640 млн лет **[3]**.

Несогласно перекрывающая эти образования хамсаринская свита имеет существенно вулканогенный состав. Породы свиты представляют собой ксенолиты вулканитов кислого и основного состава среди гранитоидов, относимых к огнитскому и таннуольскому комплексам. Проведенные исследования этих ксенолитов показали их возрастную гетерогенность. Время формирования эффузивов и туфов основного состава, которые тесно ассоциируют в разрезе с карбонатными органогенными породами, оценивается, согласно данным датирования детритовых цирконов, не древнее 620 млн лет. Возраст пород из ксенолитов, сложенных кислыми эффузивами, установленный U-Pb (SIMS) методом по цирконам из двух проб, отвечает 463.9±2.8 и 461.7±3.1 млн лет **[4]**. Их образование не связано с островодужной историей развития террейна, а происходило во внутриплитных условиях и фиксирует совершенно другой период геологического развития этого блока.

Возраст гранитоидов бассейна р. Ока, условно относимых к огнитскому комплексу, составляет 480 млн лет. По микроэлементному составу эти гранитоиды существенно отличаются от кислых эффузивов возрастного диапазона 464–462 млн лет и от петротипических гранитов огнитского комплекса того же возраста, а их формирование связано с постколлизионной историей развития этого сегмента ЦАСП.

Таким образом, полученные для Хамсаринского террейна Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы изотопно-геохронологические данные существенно отличаются от имеющихся по Таннуольскому террейну, для которого этапы магматической активности оцениваются временными диапазонами 560–570 и 540–520 млн лет **[5]**. Полученные данные указывают на значительно более сложную и длительную историю формирования Таннуольско-Хамсаринского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса, а магматические и вулкано-

генные породы разного возрастного уровня, входящие в его состав, имеют как островодужную, так и рифтогенную природу.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 20-05-00560.

[1] *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.

[2] *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.

[3] *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.

[4] *Школьник С.И., Иванов А.В., Резницкий Л.З., Летникова Е.Ф., Хе 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.

[5] *Руднев С.Н.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.

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

2020. Выпуск 18. С. 397–399

ИЗОТОПНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ ПОРОД ХАНГАЙСКОГО АРЕАЛА (МОНГОЛИЯ)

Л.В. Шпакович, В.М. Саватенков, В.П. Ковач

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, lydia.shpakovich@gmail.com

Центрально-Азиатский подвижный пояс (ЦАПП) характеризуется разнообразием палеотектонических обстановок, зачастую пространственно совмещенных в результате аккреционных процессов: от субконтинентальных обстановок окраины Сибирской платформы и докембрийских микроконтинентов до офиолитов – фрагментов океанической коры и островных дуг Палеоазиатского океана. В свою очередь, особенности тектонических обстановок определяют своеобразие вещественного состава кристаллических комплексов, формировавшихся в пределах этих обстановок. Логично ожидать, что подобная мозаичность в вещественном составе также должна проявляться и на уровне субконтинентальной литосферной мантии, отражаясь на ее изотопно-геохимических характеристиках. Изучение изотопных (Sr-Nd-Pb) параметров субконтинентальной литосферной мантии в пределах ЦАПП имеет значимость для оценки источников магматизма, развивавшегося во внутриконтинентальной обстановке в постаккреционный этап геологической эволюции ЦАПП.

Прямыми источниками информации об изотопных особенностях мантии являются непосредственные продукты ее плавления, а также мантийные ксенолиты, выносимые на поверхность базальтовыми магмами. Современными продуктами плавления мантии являются базальты срединно-океанических хребтов и океанических островов. Их древними аналогами в пределах складчатых поясов (в том числе и Центрально-Азиатского складчатого пояса) являются офиолитовые комплексы. Изучение мантийных ксенолитов, вынесенных на поверхность кайнозойскими внутриплитными базальтами в пределах в том числе микроконтинентов Центрально-Азиатского пояса, и пород офиолитов позволяет определить и сравнить между собой изотопно-геохимические характеристики литосферной мантии в соседствующих тектонических обстановках в пределах региона.

Ярким примером такого офиолитового комплекса в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса является комплекс Баян-Хонгор, расположенный в западной части Центральной Монголии, возраст которого определен как 665 млн лет **[1]**. Породы комплекса являются индикатором ранней истории развития Палеоазиатского океана, раскрывшегося при расколе Лавразии на Сибирский континент и Лаврентию 650–720 млн лет назад **[1]**. В отличие от более поздних офиолитовых комплексов, распространенных в пределах Монголии и формировавшихся в обстановке островных дуг, геохимические характеристики пород Баян-Хонгорского офиолитового комплекса (БХОК) указывают на их тектоническую принадлежность к обстановке срединно-океанических хребтов – океанических островов. Изотопный состав Nd в этих породах отвечает параметрам деплетированной мантии **[3]**. а значит, отражает состав литосферной мантии Палеоазиатского океана в позднем рифее.

Отобранные для изучения образцы даек и лав представлены плагиопорфировыми и афировыми базальтами и диабазами. Составы редких элементов в дайках и лавах демонстрируют характеристики преимущественно базальтов E-MORB с трендом, тянущимся к базальтам океанических островов и плато (OIB). Величина $\varepsilon_{Nd}(665)$ в этих породах варьируется в диапазоне +10.2…+12.1. Все породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации, что должно было отразиться на U-Pb изотопной системе этих пород, поэтому для оценки первичных изотопных характеристик Pb в породах БХОК был проанализирован изотопный состав Pb в сульфиде, выделенном в одном из образцов и представляющем вкрапленную минерализацию. Высокая концентрация Pb (37.5 мкг/г) и низкое $^{238}U/^{204}Pb$ отношение (0.06) в этом сульфиде позволяют наиболее достоверно оценить первичные отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$, а также и первичное отношение $^{208}Pb/^{204}Pb$, основываясь на допущении, что и Th/Pb в этом сульфиде тоже должно

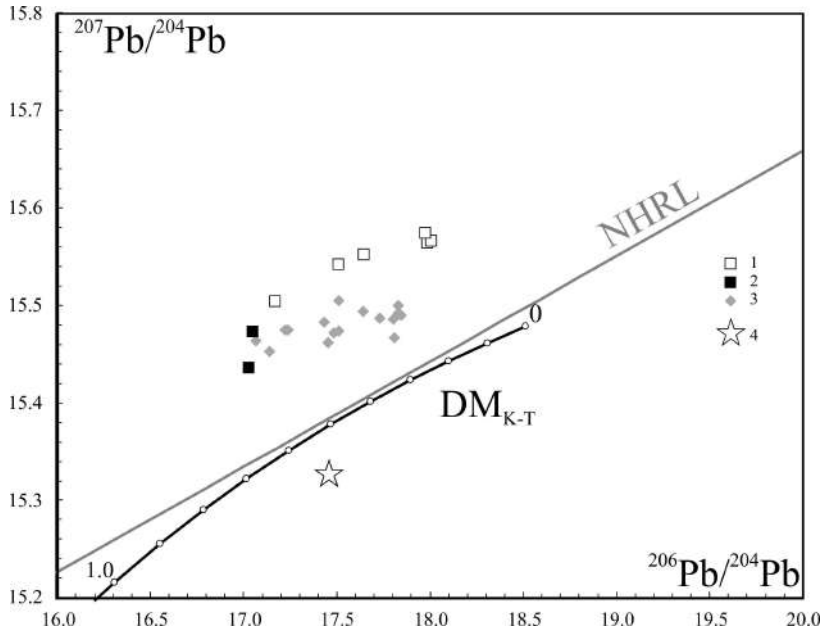


Диаграмма в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ – $^{207}Pb/^{204}Pb$. *1* – мантийные ксенолиты шпинелевых лерцолитов; *2* – мегакристы пироксенов; *3* – щелочные базальты Тарятского грабена; *4* – сульфид из базальтов БХОК. Черная линия – линия эволюции Pb в верхней мантии согласно модели Крамерса-Толстихина, серая линия – изотопная регрессия для БСОХ северной полусферы (NHRL) **[5]**.

быть низким. Полученные значения первичных изотопных отношений Pb для данного образца составляют: $^{206}Pb/^{204}Pb$=17.47, $^{207}Pb/^{204}Pb$=15.33, $^{208}Pb/^{204}Pb$=36.92 (рисунок). Полученные первичные изотопные характеристики Pb в породах БХОК указывают на более низкое U/Pb и более высокое отношение Th/U в мантии Палеоазиатского океана относительно верхней мантии, согласно модели Крамерса-Толстихина **[2]**. С этими оценками согласуются данные изотопного состава Pb в сульфидах месторождения Ою-Тологой, локализованного в герцинском островодужном комплексе юга Монголии **[4]**.

Для характеристики Sr-Nd-Pb изотопных параметров субконтинентальной литосферной мантии были изучены мантийные перидотиты, вынесенные на поверхность позднекайнозойскими внутриплитными щелочными базальтами Тарятского грабена, расположенного в центральной части Монголии в зоне сочленения Хангайского батолита и докембрийского Дзабханского террейна. Были изучены изотопные Sr-Nd-Pb характеристики в четырех образцах шпинелевых лерцолитов и двух мегакристов клинопироксенов, отобранных из двух вулканических конусов. Изотопный состав Sr, Nd и Pb изучался в клинопироксенах, выделенных из лерцолитов. С целью удаления поверхностных вторичных изменений монофракции клинопироксена выщелачивались в 50%-ной плавиковой кислоте при комнатной температуре. Изотопные характеристики Sr и Nd в перидотитах, представленные шпинелевыми лерцолитами, отвечают деплетированной мантии. Три образца лерцолитов характеризуются сходными изотопными характеристиками Pb со следующими параметрами: $^{206}Pb/^{204}Pb$=17.97–18.00, $^{207}Pb/^{204}Pb$=15.56–15.57, $^{208}Pb/^{204}Pb$=37.88–38.01 (рисунок). Мегакристы клинопироксена характеризуются менее радиогенным составом Pb и по трем изотопным системам отвечают обогащенному источнику кайнозойских базальтов Тарятского грабена EMI-типа. Один образец лерцолитов по изотопным параметрам Pb занимает промежуточное положение между вышеописанными образцами, отражая процесс метасоматического преобразования континентальной литосферной мантии глубинным расплавом, несущим характеристики обогащенной мантии EMI-типа.

Таким образом, в близко расположенных, но контрастных по составу, строению и происхождению тектонических обстановках эти различия отражаются и в изотопных характеристиках литосферной мантии, а особенно в изотопном составе Pb. В породах позднерифейского офиолитового комплекса Центрально-Азиатского пояса, представляющих ювенильную океаническую кору, изотопный состав Pb демонстрирует отличие U-Th-Pb изотопных параметров мантии Палеоазиатского океана от модельных оценок для верхней мантии. При этом географически близко расположенная субконтинентальная литосферная мантия, находящаяся в основании окраины докембрийского микроконтинента, к концу кайнозойского периода имеет гетеро-

генные Sr-Nd-Pb изотопные характеристики Pb, отражающие метасоматическое преобразование литосферной мантии глубинными мантийными источниками, несущими характеристики обогащенной мантии EMI-типа. Деплетированная составляющая континентальной сублитосферной мантии в пределах Хангайского ареала по U-Th-Pb изотопным параметрам также существенно отличается от деплетированной верхней мантии, отвечающей модели Крамерса-Толстихина.

Исследования поддержаны РФФИ (проект № 20-05-00401).

[1] *Kovach V.P., Ping Jian, Yarmolyuk V.V., Kozakov I.K., Dunyi Liu, Terent'eva L.B., Lebedev V.I., Kovalenko V.I.* Magmatism and geodynamics of early stages of the Paleoasian Ocean formation: geochronological and geochemical data on ophiolites of the Bayan-Khongor Zone // Doklady Earth Sciences. 2005. V. 404. P. 1072–1077.

[2] *Kramers J.D., Tolstikhin I.N.* Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // Chemical Geology. 1997. V. 139. P. 75–110.

[3] *Terentyeva L.B., Kovach V.P., Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kozlovsky A.M.* Composition, sources, and geodynamics of rock formation in the Late Riphean Bayankhongor Ophiolite Zone: Characteristics of early stages in the evolution of the Paleo-Asian Ocean // Doklady Earth Sciences. 2008. V. 423A. P. 1462–1466.

[4] *Wainwright A.J.* Volcanostratigraphic framework and magmatic evolution of the Oyu Tolgoi porphyry Cu–Au district. Ph.D. Thesis. The University of British Columbia, 2008.

[5] *Hart S.R.* A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // Nature. 1984. V. 309. P. 753–757.

ОЦЕНКА СКОРОСТИ ПОДЪЕМА КИМБЕРЛИТОВОГО РАСПЛАВА НА ОСНОВЕ $^{40}Ar/^{39}Ar$ ИССЛЕДОВАНИЯ КСЕНОЛИТОВ

Д.С. Юдин[1], Н.Г. Мурзинцев[1], Н.М. Лебедева[2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, yudin@igm.nsc.ru
[2] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, hloantit@gmail.com

При $^{40}Ar/^{39}Ar$ исследовании флогопитов из кимберлитовых трубок Удачная-Восточная, Мир **[1]**, Дьянга **[2]** и трубки им. Гриба **[3]** были получены завышенные значения возраста относительно возраста образования кимберлитов. При этом датирование тех же образцов флогопитов Rb/Sr методом позволило получить существенно более молодые значения, соответствующие времени внедрения кимберлитов **[3, 4]**.

Подвижность K/Ar и Rb/Sr изотопных систем флогопита отличается **[5]**. Так, температура закрытия, рассчитанная на основе кинетических параметров для Rb/Sr изотопной системы, несколько ниже, чем для K/Ar. С учетом параметров внедрения кимберлитового расплава (температура, продолжительность подъема) имеющейся разницы достаточно, чтобы успело произойти полное обнуление Rb/Sr изотопной системы. При этом K/Ar изотопная система успевает потерять лишь часть накопленного ранее радиогенного аргона. С учетом сказанного представляется вполне возможным получение численной оценки продолжительности нахождения того или иного ксенолита в кимберлитовом расплаве на основе известных кинетических параметров и известной степени омоложения K/Ar и Rb/Sr изотопных систем.

В докладе будет сделана оценка скорости перемещения кимберлитового расплава трубки Гриба к поверхности Земли.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и проекта РФФИ № 18-05-00211.

[1] *Похиленко Л.Н., Алифирова Т.А., Юдин Д.С.* $^{40}Ar/^{39}Ar$-датирование флогопита из мантийных ксенолитов: свидетельства древнего глубинного метасоматоза литосферы Сибирского кратона // ДАН. 2013. Т. 449. № 1. С. 76–79.

[2] *Тычков Н.С., Юдин Д.С., Николенко Е.И., Малыгина Е.В., Соболев Н.В.* Мезозойская литосферная мантия северо-восточной части Сибирской платформы по данным включений из кимберлитов // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 10. С. 1564–1585.

[3] *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.

[4] *Агашев А.М., Похиленко Н.П., Толстов А.В., Поляничко В.Г., Мальковец В.Г., Соболев Н.В.* Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазоносной провинции // ДАН. 2004. Т. 399. № 1. С. 1142–1145.

[5] *Hodges K.V.* 3.08 – geochronology and thermochronology in orogenic systems // Treatise on Geochemistry. V. 3. The Crust. Oxford, UK: Elsevier, 2004. P. 263–292.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2020. Выпуск 18. С. 401–402

ОСОБЕННОСТИ ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В ОБСТАНОВКЕ КОНВЕРГЕНТНОЙ ГРАНИЦЫ НА ПРИМЕРЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ ВОСТОКА АЗИИ

В.В. Ярмолюк

Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Особенности строения литосферной оболочки Земли определяют два глобальных геодинамических процесса – тектоника литосферных плит и мантийные плюмы. Эти процессы резко различаются результатами своего воздействия на литосферу, что позволяет различать места и эффекты их активности в геологическом прошлом. Однако при одновременном их проявлении в одних и тех же участках литосферы Земли возникают комплексы структур, условия формирования которых определяют как сложные геодинамические обстановки. Расшифровка механизмов их формирования не всегда однозначна и, как правило, вызывает большие дискуссии. Ярким примером является позднемезозойская магматическая провинция востока Азии, охватившая островодужную часть Тихого океана, а также значительную часть Азиатского континента.

Зарождение провинции относится к середине – концу юры. В поздней юре и раннем мелу при участии процессов аккреции со стороны Тихоокеанской плиты произошло формирование континентальной части Восточной Азии. Одновременно с аккреционными и коллизионными процессами, протекавшими на границе континента и океана, обширные пространства Центральной и Восточной Азии были вовлечены в магматическую деятельность. Магматическая активность в разных участках возникшей магматической провинции протекала по-разному, что позволило выделить в ее строении две субпровинции.

Восточная субпровинция. В поздней юре и раннем мелу магматические события были связаны с заложением и формированием системы вулканоплутонических поясов. Отмечается миграция центров вулканизма с запада на восток с формированием линейно вытянутых вулканических поясов, конформных с аккреционными структурами Тихоокеанской окраины континента. Последовательно были сформированы вулканические пояса Большого (160–110 млн лет назад), Малого Хингана (включая ареал в пределах Суньляо) (130–100 млн лет назад), Цзямусинского массива (120–80 млн лет назад), Сихотэ-Алиня (поздний мел – палеоген).

В составе магматических ассоциаций участвуют породы широкого диапазона составов – от базальтов до риолитов. Базальты несут метки субдукционных процессов, но в то же время характеризуются повышенными содержаниями многих несовместимых элементов. Среди кислых пород обычны риолиты А-типа. Несомненным признается то, что важную роль в развитии востока Азии стали играть процессы конвергенции на границе Тихоокеанской и Азиатской литосферных плит.

Западная субпровинция. Она представлена группой пространственно разобщенных рифтовых областей: Южно-Хангайской, Западно-Забайкальской, Восточно-Монгольской и Центрально-Алданской, развитие которых связывается с небольшими долгоживущими мантийными плюмами.

Сравнительный анализ показал большое сходство этих вулканических областей как по этапам формирования, так и по составу вулканических продуктов. Для магматических продуктов ранней (позднеюрской) стадии их развития характерна высокая щелочность, определяющая появление недосыщенных кремнеземом пород – меланефелинитов и мелалейцититов, лейцититов и нефелинитов, фонолитов, трахитов, трахит-латитов и их субвулканических эквивалентов, при преобладании пород среднего состава.

В раннем мелу магматизм рифтовых областей характеризовался наибольшими масштабами. Устанавливаются три достаточно согласованные фазы активности. Наиболее мощная вспышка охватила интервал 130–120 млн лет назад. Продукты вулканических излияний представлены толщами субщелочных базальтов. Следующий этап магматизма (115–125 млн лет

назад) представлен проявлениями трахириолитов, трахидацитов и онгориолитов, а также их интрузивных аналогов – лейкогранитов, в том числе литий-фтористых. В конце раннего мела произошли излияния субщелочных базальтов. Они по масштабам уступали излияниям начала раннего мела, но формировались в тех же грабенах.

В позднем мелу в пределах вулканических областей происходили эпизодические вспышки вулканизма. Возникли вулканические поля небольших размеров с незначительными объемами излившихся продуктов. Их распространение по площади областей отвечало ареальному типу, т.е. не было связано с отчетливо выраженным структурным контролем. В составе вулканических продуктов существенную долю представляли щелочные породы – базаниты, щелочные базальты, тешениты.

Состав магматических ассоциаций. Для магматических ассоциаций Восточной субпровинции характерны породы широкого диапазона составов. Они отвечают известково-щелочному тренду дифференциации и включают базальты, андезиты, дациты и риолиты при преобладании пород среднего и кислого состава. Магматизм был связан с вулканическими поясами, тяготеющими к границам литосферных блоков. Для базитовых членов этих ассоциаций характерны относительно низкие содержания титана (TiO_2<1.5 мас. %), а также ярко выраженный дефицит содержания Ta и Nb. Подобные геохимические характеристики типичны для базитов IAB-типа, связанных с субдукционными обстановками.

Вулканические ассоциации Западной субпровинции характеризуются преобладанием субщелочных пород основного состава: трахибазальтов, трахиандезибазальтов, а также щелочных базальтоидов. Эти породы преимущественно высокотитанистые (TiO_2>2 мас. %). Относительные содержания Ta и Nb в них постепенно возрастают от Nb/La <1 в начале раннего мела до Nb/La > 1 в породах позднего мела. По геохимическим характеристикам породы западного сегмента магматической провинции сопоставляются с базитами OIB типа.

Модель формирования магматической провинции. Различия в составе магматических ассоциаций магматических областей восточного и западного секторов магматической провинции отражают разные геодинамические механизмы и разные источники магматизма, ответственные за их формирование. Предполагается, что коллизия Сибирского континента с Северо-Китайским кратоном сопровождалась также последовательной аккрецией ряда террейнов, которые в дальнейшем составили основу Амурского микроконтинента, возникшего между этими кратонами. В результате было завершено формирование восточной окраины континента в близком к современному виде. Аккреция контролировалась конвергентными процессами со стороны Тихого океана. С последними было связано образование среднеюрских комплексов вдоль границ Аргунского блока, а также ранне- и позднемеловых вулканических поясов Большого и Малого Хингана и Сихотэ-Алиня.

В раннем мелу краевые участки Азиатского континента были вовлечены в процессы внутриплитной переработки, которые охватили значительные пространства западной части Тихоокеанской плиты. В результате в западной части магматической провинции вне зоны воздействия конвергентных процессов стали формироваться внутриплитные вулканические области, связанные с активностью небольших мантийных плюмов типа «hot-fingers». По мере отступления конвергентной границы к востоку влияние внутриплитных процессов расширялось в том же направлении и в конечном итоге охватило территорию Амурского микроконтинента, поэтому в вулканических поясах Большого и Малого Хингана на поздних стадиях их развития стали появляться магматические ассоциации с внутриплитными характеристиками.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абилдаева М.А. 14
Адамская Е.В. 176, 177
Аило Ю. 287
Александров И.А. 17
Алексеев Д.В. 389
Алифирова Т.А. 122, 290, 344
Алферьева Я.О. 256
Андреев А.А. 315, 318, 321
Аносова М.О. 377
Антипин В.С. 20
Антонова Т.А. 162
Аржанников С.Г. 23, 250
Аржанникова А.В. 23, 250
Артюшков Е.В. 26
Астраханцев О.В. 377
Багдасарян Т.Э. 28
Базарова Е.П. 30, 87, 330
Балуев А.С. 189
Баранов В.В. 82
Баршин А.В. 155
Батсайхан Ц. 109
Бат-Ульзий Д. 270
Баянова Т.Б. 111
Безрукова Е.В. 357
Белоусова Е.А. 308
Беляев В.А. 32, 80, 238
Бишаев Ю.А. 34, 39
Богданов Е.А. 54
Богомолов Е.С. 318, 321
Брагин В.Ю. 136, 139
Бровченко В.Д. 234
Бродникова Е.А. 37
Будаев Р.Ц. 160
Буслов М.М. 14, 34, 39, 41, 106, 298
Бучнев И.Н. 177
Буякайте М.И. 155
Быкова Н.В. 45
Бычинский В.А. 229
Ван К.В. 111
Ванин В.А. 47
Василевский А.Н. 106
Васильев Н.Ф. 204
Васильев Ю.Р. 344
Вахромеев А.Г. 49
Вахтина Н.Л. 92
Великославинский С.Б. 52, 176, 315, 318, 321
Вельдемар А.А. 17
Верниковская А.Е. 54
Верниковский В.А. 54, 56, 354
Веселовский Р.В. 28
Ветлужских Л.И. 184
Ветров Е.В. 37, 59, 128
Ветрова Н.И. 59
Вилор М.А. 61
Воробей С.С. 64, 122
Воронцов А.А. 66
Высоцкий С.В. 75
Гаврюшкина О.А. 69
Гаранин В.К. 64, 122
Герасимов О.П. 171
Гибшер А.А. 122
Гилл Б. 45
Гильманова Г.З. 103
Гладков А.А. 224
Гладкочуб Д.П. 72, 115, 227, 253, 369, 371, 373
Глазунов О.М. 236
Глушкова В.Е. 273
Голионко Б.Г. 323
Голич А.Н. 75
Головин А.В. 290
Гордиенко И.В. 32, 78
Горлов И.В. 49
Горнова М.А. 32, 80, 238, 338
Горовой В.А. 47
Горохов И.М. 186
Гороховский Б.М. 176, 177
Готтман И.А. 281
Граменицкий Е.Н. 256
Гринёв О.М. 66
Гриненко В.С. 82
Гусев А.И. 85, 359
Данилов Б.С. 87, 330
Данилова Ю.В. 87, 330
Данукалова М.К. 90, 202, 204
Де Гравэ Й. 59
Дегтярев К.Е. 92, 276
Демонтерова Е.И. 23, 95, 130, 250
Денисенко И.А. 98
Дербеко И.М. 100
Диденко А.Н. 103
Добрецов Н.Л. 106
Добрынина А.А. 109
Додонов К.С. 389
Докукина К.А. 111, 113
Донская Т.В. 72, 115, 227, 253, 369, 371, 373
Доронина Н.А. 119, 241
Дорошкевич А.Г. 383
Дриль С.И. 32, 66, 238, 270
Дубенский А.С. 189, 197
Дудкин Т.В. 130
Дулмаа Б. 109
Дымшиц А.М. 122
Дюфрейн С.Э. 181
Еганов Э.А. 265
Ершова В.Б. 213
Жгилев А.П. 270
Жиличева А.Н. 132
Жмодик С.М. 106, 133, 213
Заика В.А. 124, 126
Зайцев В.А. 28
Замятин Д.А. 292
Зиновьев С.В. 258
Иванов А.В. (ИЗК СО РАН) 23, 32, 95, 130, 132, 234, 236, 250
Иванов А.В. (ИГМ СО РАН) 128, 395
Иванова А.А. 321
Иванова В.Н. 287
Ивин В.В. 17
Избродин И.А. 383
Изох А.Э. 133, 213, 300, 366
Ильясова А.М. 287
Имаев В.С. 41
Кадильников П.И. 54
Казанский А.Ю. 136, 139
Какоурова А.А. 142
Калашникова Т.В. 145
Каменецкая М.Б. 236
Каменецкий В.С. 130, 132, 236
Каныгина Н.А. 92, 323
Каримов А.А. 32, 80, 238
Каримов А.В. 338
Кармышева И.В. 147
Киселева В.Ю. 300, 308
Клыкова В.Д. 49
Ключевский А.В. 142
Кноль М.К. 361
Ковач В.П. 52, 115, 176, 177, 397
Козлов П.С. 149, 221, 258
Козловский А.М. 152, 326
Козырева Е.А. 268
Колесникова А.А. 155, 189, 193, 197
Колобов В.Ю. 173
Колодяжный С.Ю. 189
Коломиец В.Л. 157, 160
Колотилина Т.Б. 206
Комарицына Т.Ю. 66
Конилов А.Н. 111, 113
Константинов К.М. 162
Константинова Г.В. 186
Корольков А.Т. 165
Королюк В.Н. 338
Корсаков А.В. 290, 292
Костровицкий С.И. 145, 168
Котлер П.Д. 171
Котляров А.В. 106, 173, 206, 298, 338, 341, 344
Котов А.Б. 52, 115, 176, 177, 321
Кох Д.А. 39
Кочнев Б.Б. 178, 181
Крамчанинов А.Ю. 186
Крук Н.Н. 69
Крылов Д.П. 52
Кузнецов А.Б. 184, 186
Кузнецов Н.Б. 155, 189, 193, 197, 294
Кузьмина Е.А. 200
Кузьмичев А.Б. 90, 202, 204
Куликова А.В. 39, 206, 298
Кущ Л.В. 20
Лавренчук А.В. 227, 281, 347, 369, 371, 373
Ланцева В.С. 244
Ларионов А.Н. 315
Латышев А.В. 28
Латышева И.В. 209, 391
Лебедева Н.М. 400
Левина Е.А. 312
Летникова Е.Ф. 37, 128, 133, 213, 395
Лиханов И.И. 149, 215, 218, 221, 258, 278
Лунина О.В. 61, 98, 224
Лухнева О.Ф. 200
Лучицкая М.В. 92
Ляпунов С.М. 189, 197
Мазукабзов А.М. 47, 49, 115, 227, 253, 369, 371, 373
Макрыгина В.А. 229
Малиновский А.И. 17
Малышев С.В. 232, 263, 328
Мальковец В.Г. 122, 308
Марусин В.В. 181
Марфин А.Е. 130, 234, 236
Матасова Г.Г. 136, 139
Матушкин Н.Ю. 54
Медведев А.Я. 32, 238
Метелкин Д.В. 361
Минина О.Р. 119, 241, 244, 361
Минц М.В. 111, 113
Миронов Ю.Б. 246
Мирошниченко А.И. 284
Мисюркеева Н.В. 49
Михайлик Е.В. 248
Михайлик П.Е. 248
Михайлова П.И. 59
Михеева Е.А. 23, 250
Москаленко А.Н. 263
Московский Д.В. 197
Мотова З.Л. 72, 115, 253
Мурзинцев Н.Г. 400
Наговицин К.Е. 45
Некрасов Г.Е. 377
Никифоров А.В. 380
Николенко Е.И. 344

Новикова А.С. 256
Новопашина А.В. 200
Ножкин А.Д. 149, 221, 258, 366
Носырев М.Ю. 103
Овчинников Р.О. 261
Ощепкова А.В. 229
Павловская Е.А. 263
Параев В.В. 265
Пашкова Г.В. 95, 234
Пеллинен В.А. 268
Перевалов А.В. 160
Перепелов А.Б. 270
Перетяжко И.С. 273
Перфилова О.Ю. 66
Петров Е.О. 389
Пилицына А.В. 92, 276, 323
Писаревский С.А. 115
Покровский Б.Г. 155
Пономарчук В.А. 87
Попов Н.В. 278
Поспеев А.В. 49
Потапов С.В. 122
Потапов С.М. 162
Пржиялговский Е.С. 189
Прияткина Н.С. 181, 193
Прошенкин А.И. 128
Пушкарев Е.В. 281, 347
Радзиминович Н.А. 284
Радомская Т.А. 234, 236
Разумовский А.А. 377
Рассказов С.В. 287
Ревердатто В.В. 221, 333
Резвухин Д.И. 290
Резвухина О.В. 292
Резницкий Л.З. 395
Родионов Н.В. 318
Романюк Т.В. 189, 193, 197, 294
Рубанова Е.С. 298
Руднев С.Н. 147, 300, 304, 308
Рудько Д.В. 209, 391
Ружич В.В. 312
Рыбченко А.А. 132
Рыцк Е.Ю. 315, 318, 321
Рязанцев А.В. 323
Саватенков В.М. 232, 326, 328, 397
Савельев А.Д. 263, 328
Савельева В.Б. 30, 87, 330
Савина Е.А. 273
Савко К.А. 278
Сальникова Е.Б. 115, 152, 318, 321
Саньков В.А. 109
Сатановский К.К. 90, 202
Селятицкий А.Ю. 333
Семенова Д.В. 147, 304
Серебряков Е.В. 98
Середкина А.И. 336
Серов П.А. 300, 304, 308
Симонов В.А. 173, 206, 298, 338, 341, 344
Скляров Е.В. 34, 95, 227, 281, 347, 369, 371, 373
Сковитина Т.М. 176, 177
Скрипников М.С. 184
Скублов С.Г. 292
Скузоватов С.Ю. 80
Смирнов А.С. 49
Смирнов Ю.В. 352
Смирнова Ю.Н. 349, 352
Смольков Г.Я. 312
Советов Ю.К. 354
Соловецкая Л.В. 354
Соловьева Л.В. 145
Солотчин П.А. 357
Солотчина Э.П. 357
Сомсикова А.В. 377
Сорокин А.А. 124, 126, 261
Станевич А.М. 49
Степанова А.В. 115
Стороженко А.А. 204
Страшко А.В. 294
Суворова Л.Ф. 229
Сугоракова А.М. 147
Табакаева Е.М. 85, 359
Ташлыков В.С. 241, 361
Терехов Е.Н. 189
Тимофеев В.Ю. 106
Толмачева Е.В. 176, 315, 318
Толмачёва Т.Ю. 92
Томсон С. 28
Травин А.В. 298, 323
Третьяков А.А. 92, 276
Туркина О.М. 308, 364, 366
Тягун М. 95
Уваров А.Н. 59
Федерягина Е.Н. 213
Федоровский В.С. 227, 369, 371, 373
Федосеев Г.С. 375
Федосеенко А.М. 315, 318, 321
Федотова А.А. 377
Федюкин И.В. 209, 391
Филинов И.А. 136, 139
Фиорентини М.Л. 130
Хаин Е.В. 377
Ханчук А.И. 248
Хертек А.К. 380
Хлебников М.С. 155
Хороших М.С. 162
Хромова Е.А. 273, 383
Хромых С.В. 171, 386
Хубанов В.Б. 17, 20, 23, 72, 113, 204, 250
Худолей А.К. 181, 263, 389
Цыпукова С.С. 270
Четвертаков И.В. 132
Чехович П.А. 26
Чечельницкий В.В. 109
Чикишева Т.А. 132
Чубаров В.М. 132, 234
Чувашова И.С. 287
Шарыгин В.В. 344
Шарыгин И.С. 122, 132,162
Шацилло А.В. 193, 197, 209, 391
Шелепаев Р.А. 300
Шептякова Н.В. 20
Шешуков В.С. 111, 113, 189, 197
Школьник С.И. 395
Шпакович Л.В. 232, 397
Щербаков Ю.Д. 270
Щетников А.А. 136, 139
Эрнст Р.Э. 66
Юдин Д.С. 400
Якич Т.Ю. 132, 236
Яковлев А.В. 173
Яковлев Д.А. 168
Яковлев И.В. 122
Якубчук А.С. 92
Ярмолюк В.В. 66, 152, 326, 401
Ясныгина Т.А. 287
Jolivet M. 23