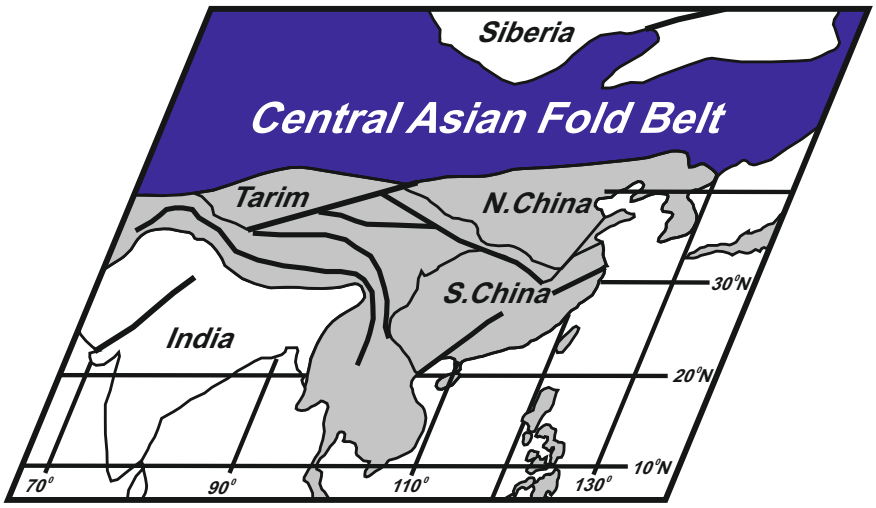
ISSN 2415-8313

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

ОТ ОКЕАНА К КОНТИНЕНТУ



Материалы совещания

ВЫПУСК 24

ИРКУТСК
2026

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

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

Материалы научной конференции
Выпуск 24

(13–17 октября 2026 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

ИРКУТСК
2026

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 научной конференции. Вып. 24. 13–17 октября 2026 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск / ответственный редактор Е.В. Скляров, председатель Оргкомитета Е.В. Скляров; Сибирское отделение РАН, Институт земной коры СО РАН. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2026. – 301 с.

В сборнике представлены труды XXIV Всероссийской научной конференции «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

Основная тематика конференции:

1. Ранние этапы становления и эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (мезо- и неопротерозой).
2. Магматизм, метаморфизм и деформации литосферы на стадии закрытия Палеоазиатского океана (палеозой – мезозой).
3. Тектоника, геодинамика, орогенез.
4. Внутриплитная активность, горообразование и палеоклиматические изменения в мезозое и кайнозое Центральной Азии.
5. Палеомагнетизм и пространственно-временные реконструкции Центрально-Азиатского пояса и его обрамления.
6. Металлогеническая эволюция и условия проявления рудообразующих систем в геодинамических обстановках Центрально-Азиатского складчатого пояса.
7. Минерагения и алмазоносность древних кратонов (тематическая научная секция и школа-семинар для молодых ученых, посвященная 115-летию со дня рождения чл.-корр. АН СССР, д.г.-м.н. М.М. Одинцова, https://www.crust.irk.ru/newsabout_884.html).

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

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

Ученый секретарь конференции, заместитель председателя программного комитета
чл.-корр. РАН Т.В. Донская

Ответственный секретарь конференции
к.г.-м.н. З.Л. Мотова

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 11 от 24.09.2026 г.).

© Институт земной коры СО РАН, 2026

С О Д Е Р Ж А Н И Е

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (ID-TIMS) *ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНА ИЗ ГАЛЬКИ ГРАНИТОВ ПУДИНГОВОГО ГОРИЗОНТА КЕМЕНСКОЙ СЕРИИ* (*УДОКАНСКИЙ КОМПЛЕКС, АЛДАНСКИЙ ЩИТ*)
Е.В. Адамская, Т.М. Сковитина, А.Б. Котов, В.П. Ковач, Е.Б. Сальникова, Ю.В. Плоткина, С.Д. Великославинский, А.М. Федосеенко, А.А. Иванова, В.Ю. Водовозов, В.А. Горовой 12

СРАВНИТЕЛЬНАЯ КРИСТАЛЛОХИМИЯ БУРПАЛИТА $Na_4Ca_2Zr_2(Si_2O_7)2F_4$ *ИЗ БУРПАЛИНСКОГО* (*СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ*) *И ЛОВОЗЕРСКОГО* (*КОЛЬСКИЙ П-ОВ*) *ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ*
С.М. Аксенов, Ю.С. Михайлова, Г.С. Ильин, Н.В. Чуканов, А.М. Портнов, Е.С. Зарубина, Р.К. Расцветаева 14

ОЦЕНКА PT-УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛОГОПИТ-ИЛЬМЕНИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ КУОЙКСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ
Э.Б. Актинова, Т.В. Калашникова 16

СДВИГОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ТУВИНСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ СИСТЕМЫ В ПАЛЕОЗОЕ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ
И.А.Э. Алагияванна, Е.В. Виноградов, Д.В. Метелкин, Р.А. Шелепаев 19

СВИДЕТЕЛЬСТВА ШИРОКОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА Р. КИТОЙ
А.В. Аржанникова, А.В. Иванов, С.Г. Аржанников, А.А. Чеботарев, У.С. Ефремова, Е.А. Гладкочуб 22

БАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ АТАРХАНСКОГО КОМПЛЕКСА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ
Р.А. Бадмацыренова 25

ОФИОЛИТЫ АДАЦАГСКОГО КОМПЛЕКСА (*МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ПОЯС*)*: ГЕОХИМИЯ КЛИНОПИРОКСЕНА ИЗ БАЗИТОВ КАК ИНСТРУМЕНТ РЕКОНСТРУКЦИИ ФОРМИРОВАНИЯ НАД ЗОНОЙ СУБДУКЦИИ*
В.А. Беляев, М.А. Горнова, А.А. Каримов, А.Я. Медведев, С.И. Дриль 27

ГРАДОСТРОИТЕЛЬНЫЙ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ РИСК ТЕРРИТОРИИ АКАДЕМГОРОДКА В Г. ИРКУТСКЕ
Л.П. Бержинская, Н.В. Иванова 29

ПРОЕКТ «АУНАКИТ»
А.Е. Будяк, А.В. Паршин, А.С. Монтин, М.Ю. Зацепин, Ю.И. Тарасова, А.Э. Аванесян 32

СМЕШЕНИЕ МАГМ В ГРАНИТОИДАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА
Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков 35

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА В ВЕНДЕ – ПАЛЕОЗОЕ: ТЕКТОНИКА ПЛИТ И ПЛЮМ-ТЕКТОНИКА
М.М. Буслов 38

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ Cu-Mo-Au ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ АКСУГСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (*СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА*)
В.А. Ванин 41

ЛИТИЕНОСНЫЕ ГЛИНЫ И РАССОЛЫ ОТЛОЖЕНИЙ РАННЕГО КЕМБРИЯ ЛЕНО-ТУНГУССКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
А.Г. Вахромеев, М.А. Данилова, Н.В. Мисюркеева 43

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УЧАСТКА МИХАЙЛОВСКОГО ПАНИМБИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА
Ю.М. Вершинин, П.А. Тишин 47

РАЗРЕЗЫ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА Р. ТУРКА
Л.И. Ветлужских 50

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ТЕРРЕЙНА УЛУТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН), ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТЕКСТ
В.Ю. Водовозов, А.А. Третьяков, Е.Ф. Летникова, П.Д. Котлер, К.Е. Дегтярев, А.П. Беляков 53

ЮРСКО-МЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЗМ НЕРЧИНСКОЙ ВПАДИНЫ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ГЕТЕРОГЕННЫЙ СОСТАВ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ (165–115 МЛН ЛЕТ) МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ В ОБРАМЛЕНИИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА
А.А. Воронцов, Е.Н. Федерягина, С.А. Сасим 56

АНГАРО-КОВЫКТИНСКАЯ ЗОНА НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ: ОТКУДА УГЛЕВОДОРОДЫ И КАК ОНИ ОКАЗАЛИСЬ ВО ВНУТРЕННЕЙ ОБЛАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ)
Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская 58

СКОПЛЕНИЯ ВЮСТИТА-ПЕРИКЛАЗА В МЕЛИЛИТ-НЕФЕЛИНОВЫХ ПАРАЛАВАХ НИЛГИНСКОГО ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА, ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ
В.Е. Глушкова, И.С. Перетяжко, Е.А. Савина 61

БАЗАЛЬНЫЙ ГОРИЗОНТ КОНГЛОМЕРАТОВ В ОСНОВАНИИ РАЗРЕЗА ОЛОНДИНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА
А.В. Головков 63

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОЛОНДИНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА
А.В. Головков 66

ПРИЧИНЫ ВАРИАЦИЙ ФУГИТИВНОСТИ КИСЛОРОДА ОТ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫХ ДО ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ЗНАЧЕНИЙ В ГЛОБАЛЬНОЙ НАДСУБДУКЦИОННОЙ МАНТИИ
М.А. Горнова, В.А. Беляев, А.А. Каримов, С.Ю. Скузоватов, А.Я. Медведев 69

ВЕРХНЕВИЗЕЙСКО-ВЯТСКИЙ МЕГАЦИКЛ: ПРОБЛЕМЫ ДИАГНОСТИКИ ГРАНИЦ (ЗАПАДНАЯ ПЕРИФЕРИЯ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА)
В.С. Гриненко 72

АДАКИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ АЖИКСКОГО МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ В ТУВЕ
Н.И. Гусев, А.А. Рассолов, Л.Ю. Романова 75

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ ЯЗУЛИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС А-ТИПА В ГОРНОМ АЛТАЕ
Н.И. Гусев, О.М. Попова, А.Л. Пономарев 78

КОЛЛЕКЦИЯ КИМБЕРЛИТОВ В ОТДЕЛЕ ИСТОРИИ ИНСТИТУТА К 115-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ МИХАИЛА МИХАЙЛОВИЧА ОДИНЦОВА
Ю.В. Данилова, Л.А. Иванова, Б.С. Данилов 80

ИСТОРИЯ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ВОЗРАСТЕ ЛЫСОГОРСКОЙ СВИТЫ ПРЕДГОРИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕГМЕНТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА
К.И. Данцова, Т.В. Романюк 83

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ И ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ВЗГЛЯД НА ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВНУТРИПЛИТНОГО БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА ПЛАТО ХАНГАЙ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ)
Е.И. Демонтерова 86

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ТРОГОВЫХ ДОЛИНАХ СЕВЕРНОГО МАКРОСКЛОНА ЮЖНО-ЧУЙСКОГО ХРЕБТА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)
В.Н. Добрецов, Н.В. Глушкова, И.С. Новиков, И.Д. Зольников, Н.Н. Добрецов 89

О ВЫДЕЛЕНИИ ТЕРРЕЙНА ЗУНДУК ИЗ СТРУКТУРЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ОЛЬХОНСКОГО КОМПОЗИТНОГО ТЕРРЕЙНА ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ
Т.В. Донская, Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, А.В. Лавренчук, У.С. Ефремова, Е.А. Гладкочуб, Е.И. Демонтерова, М.О. Сукнёва, Д.В. Семенова 90

ИЗОТОПНО (Sr-Nd) – ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОРОД УРТУЙСКОЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ СВИТЫ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ
С.И. Дриль 93

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТОЯНИЯ И СВОЙСТВ ГРУНТОВ ТЕХНОГЕННЫХ МАССИВОВ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ
Е.П. Душкин, В.В. Акулова, А.А. Рыбченко, А.А. Юрьев, И.В. Буддо 96

МОЩНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ КСЕНОКРИСТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ
А.М. Дымшиц, Н.С. Тычков, Е.А. Муравьева, А.М. Логвинова, Н.П. Похиленко 98

НАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В РАННЕМ ОРДОВИКЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЯ МАЖАЛЫКСКОГО МАССИВА ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)
А.А. Елисеев, Д.В. Метелкин, И.А.Э. Алагияванна, Е.В. Виноградов 99

ЭВОЛЮЦИЯ ТОНОДСКОГО СЕГМЕНТА АКИТКАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА СИБИРСКОГО КРАТОНА В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ: НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ
У.С. Ефремова, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, Н.А. Гребенкин, Е.И. Демонтерова, Н.В. Брянский 102

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СТРЕЛКИНСКОЙ ВПАДИНЫ, ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА: СВЯЗЬ С ФОРМИРОВАНИЕМ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА
В.А. Заика, А.А. Сорокин, В.П. Ковач, Z. Wang 105

СИСТЕМАТИЧЕСКАЯ ПОГРЕШНОСТЬ И МНИМАЯ ТОЧНОСТЬ: РИСК ОШИБОЧНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ВОЗРАСТА МОЛОДОГО ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ПРИ ДАТИРОВАНИИ МЕТОДОМ LA-ICP-MS
А.В. Иванов 107

РАЗРЕЗ БИЛЬЧИР (НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН, ПРЕДБАЙКАЛЬЕ): РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И СОСТАВА ПОРОД ИСТОЧНИКА СНОСА ПО ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ
В.В. Иванова, А.А. Щетников, И.А. Филинов, А.Ю. Казанский, И.М. Бердников, Н.Е. Бердникова 109

ВЕНДСКИЙ ВОЗРАСТ ГАББРОИДОВ АРГЫДЖЕКСКОГО МАССИВА В АРЗЫБЕЙСКОМ ТЕРРЕЙНЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА – ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ
А.Э. Изох, О.М. Туркина, Р.А. Шелепаев, Я.Ю. Шелепов, В.В. Егорова 111

О ВОЗРАСТЕ ФИНАЛЬНОЙ СТАДИИ ВУЛКАНИЗМА В ТУНКИНСКОЙ КОТЛОВИНЕ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ
А.Ю. Казанский, А.А. Щетников, И.А. Филинов, М.А. Крайнов, В.Ю. Брагин 114

ПРИРОДА АНИЗОТРОПИИ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА УСТЬ-ОДИНСКИЙ (ПРЕДБАЙКАЛЬЕ): НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА СТАРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ
А.Ю. Казанский, А.А. Щетников, И.А. Филинов 116

МЕГАКРИСТНАЯ АССОЦИАЦИЯ МИНЕРАЛОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТИИ: ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ГЕНЕЗИС
Т.В. Калашникова, С.И. Костровицкий 119

К ВОПРОСУ О СВЯЗИ ПОРОД ДАЙКОВОГО ПОЯСА ЦАГАН-УЛА И ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА УРТ-УЛЗИТ (*СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ*)
М.И. Карпова, А.В. Никифоров, А.М. Козловский 121

ФАКТОРНО-АНАЛИТИЧЕСКИЙ МЕТОД ОЦЕНКИ КИНЕТИКИ СЕЙСМОСТОЙКОСТИ ЗДАНИЙ
Д.В. Киселев, Л.П. Бержинская 123

ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД УЛЬБАНСКОГО ТЕРРЕЙНА (*НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ*)
М.В. Киселёв, И.А. Александров, А.Ю. Лебедев 126

ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ АПОСЕРПЕНТИНИТОВОГО НЕФРИТА
Е.В. Кислов 129

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП РОСТА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И Hf ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ ПО ДЕТРИТОВОМУ ЦИРКОНУ
В.П. Ковач, А.Б. Котов, С.Д. Великославинский, Е.В. Адамская, В.В. Бортников, К-Л. Ван, Х-Я. Ли 132

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЩЕЛОЧНО-САЛИЧЕСКИЙ МАГМАТИЗМ КАК ИНДИКАТОР ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
А.М. Козловский 133

ПЕРЕХОДНЫЙ ИНТЕРВАЛ ДОКЕМБРИЯ И КЕМБРИЯ НА ПАТОМСКОМ НАГОРЬЕ (*ВЕСТИ С ПОЛЕЙ И НЕ ТОЛЬКО*)
А.В. Колесников, А.В. Шацилло, И.В. Латышева, М.С. Чеснокова, А.Д. Галкин, В.Н. Паньков, В.А. Панькова 136

ТРАНСПРЕССИОННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ АНСАМБЛИ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА
С.Ю. Колодяжный, Е.И. Махиня, К.И. Данцова, Т.В. Романюк 138

ПОИСКИ АЛМАЗОВ И ПЕТРОФИЗИКА В ЖИЗНИ К.С. ТУРИЦЫНА
А.Т. Корольков 142

ПЕТРОГЕНЕЗИС ГАББРО-ГРАНИТНЫХ СЕРИЙ ПО ДАННЫМ ГЕОХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ (*НА ПРИМЕРЕ САУРСКОЙ СЕРИИ*)
П.Д. Котлер 144

РЕГИОНАЛЬНЫЕ РАБОТЫ В АК «АЛРОСА» (*ПАО*) *В СОВРЕМЕННЫХ УСЛОВИЯХ И РОЛЬ В НИХ ИНСТИТУТОВ РОСНЕДР И МИНОБРНАУКИ*
Д.А. Кошкарев 146

ОЛОВОНОСНЫЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ: СОСТАВ И ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ
Н.Н. Крук, О.А. Гаврюшкина, Е.А. Крук, Д.Г. Федосеев, А.А. Орехов, С.З. Смирнов, Д.В. Семенова, А.В. Травин, С.А. Касаткин 148

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВНУТРИОКЕАНИЧЕСКИЕ ДУГИ СЗ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИМ ГРАУВАККАМ СЗ ГОРНОГО АЛТАЯ
А.К. Крутикова, И.Ю. Сафонова, А.А. Перфилова 150

Sr-ИЗОТОПНАЯ ОЦЕНКА ВОЗРАСТА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ДАВЫКШИНСКОЙ СВИТЫ, ИКАТСКИЙ РАЙОН ВИТИМКАН-ЦИПИНСКОЙ ЗОНЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ
А.Б. Кузнецов, М.С. Скрипников, Л.И. Ветлужских, О.Р. Минина, А.А. Гаврилова 152

ФУНДАМЕНТ ЭПИГЕРЦИНСКОЙ СКИФСКОЙ ПЛАТФОРМЫ – ИСТОЧНИК ДЕТРИТА ДЛЯ СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ТОЛЩ ЧЕХЛА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
Н.Б. Кузнецов, Т.В. Романюк, А.А. Разумовский, А.С. Новикова, И.В. Латышева, К.И. Данцова, И.В. Федюкин, А.В. Шацилло 153

СИБИРСКИЙ ФУНДАМЕНТ, ПЕРЕКРЫТЫЙ НИЖНИМИ ГОРИЗОНТАМИ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА В ЦЕНТРЕ ЗААНГАРЬЯ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ): ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ РАБОТ 2026 г.
А.Б. Кузьмичев, И.А. Кучеренко, А.Е. Юнг 156

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ НИОБИЙ-ОБОГАЩЕННЫЕ БАЗАЛЬТЫ И АДАКИТОПОДОБНЫЕ РИОЛИТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУДНОГО АЛТАЯ
М.Л. Куйбида, Н.Н. Крук, И.В. Викентьев 159

БАЛЫКТАХСКИЙ МАССИВ ГРАНИТОИДОВ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА – ВОСТОЧНОЕ ОКОНЧАНИЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО (1.88–1.86 МЛРД ЛЕТ) ПОСТКОЛЛИЗИОННОГО ЮЖНО-СИБИРСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ПОЯСА
А.М. Ларин, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, С.Д. Великославинский, В.П. Ковач 161

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АПАТИТОНОСНЫХ ГАББРО-ДИОРИТОВЫХ МАССИВОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (БОЛЬШЕИРКИЛИКСКИЙ, ЗЫРЯНСКИЙ, ТЕЛЕГИНСКИЙ)
Е.И. Ласточкин, М.О. Рампилов, М.В. Рампилова 164

СТРОЕНИЕ КЭП-КАРБОНАТНОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ГОЛОУСТЕНСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)
И.В. Латышева, А.В. Шацилло, А.В. Колесников 167

ВАРИАЦИИ НОРМАТИВНОГО МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ГРАНИЦЕ РИФЕЯ И ВЕНДА НА ЮГО-ВОСТОКЕ ИРКИНЕЕВСКОГО ПОДНЯТИЯ (ПО ДАННЫМ КЕРНОВОГО МАТЕРИАЛА)
Е.М. Ледяева 169

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО U-Pb ДАТИРОВАНИЮ ЦИРКОНОВ ИЗ ГАББРОИДОВ МАЖАЛЫКСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА И ВОПРОСЫ ЕГО ГЕНЕЗИСА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)
Ф.П. Леснов, А.А. Монгуш, Ч.О. Кадыр-оол, Ч.К. Ойдуп, А.В. Карпов, Н.С. Карманов, В.В. Хлестов 171

ХРОНОЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ЮГЕ ТУВЫ В ОРДОВИКЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ПОРОД АДЫРТАШСКОЙ СВИТЫ
Е.Ф. Летникова, А.В. Иванов, Д.Д. Булгакова, С.И. Школьник, К.К. Колесов 174

ВОЗРАСТ И МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УЛЬТРАВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ЖЕЛЕЗИСТО-ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГРАНУЛИТОВ АНГАРО-КАНСКОГО БЛОКА И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ
И.И. Лиханов, А.Д. Ножкин, П.С. Козлов, А.А. Крылов, В.В. Хиллер 177

ВОЗРАСТ И ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗМА ПРИРАЗЛОМНЫХ ТЕКТОНИТОВ СРЕДНЯНСКОЙ АМФИБОЛИТ-ГНЕЙСОВОЙ ТОЛЩИ В ПРИЕНИСЕЙСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЕ (ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)
И.И. Лиханов, П.С. Козлов, Е.Б. Сальникова, А.А. Крылов 180

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕ- И СРЕДНЕДЕВОНСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА КАК ОБОСНОВАНИЕ ВРЕМЕНИ ПРИОБРЕТЕНИЯ НАМАГНИЧЕННОСТИ
М.Е. Лузан, Д.В. Метелкин, Е.В. Виноградов, А.А. Елисеев 183

СТРУКТУРА МРАМОРНОЙ ТОЛЩИ В ЗОНЕ ЗУНДУК
А.М. Мазукабзов, Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская 186

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ ЧУЙСКО-НЕЧЕРСКОГО КОМПЛЕКСА НА НЕЧЕРСКОМ И ТОНОДСКОМ ПОДНЯТИЯХ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)
Л.Б. Макарьев, В.А. Артебякина, С.А. Анисимова, М.Н. Щенников, Н.В. Родионов 188

ИГАРСКОЕ ПОДНЯТИЕ: ЕДИНЫЙ РАЗРЕЗ ИЛИ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОЗАИКА?
С.В. Малышев, А.М. Пасенко, Б.Б. Кочнев, А.А. Шаламова, В.Б. Хубанов 191

ТЕСТИРОВАНИЕ ВОЗМОЖНЫХ ЛОКАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ДЛЯ ПЛИОЦЕНОВОЙ МОЛАССЫ СОЧИ-АДЛЕРСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ЮЖНЫЙ СКЛОН СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА)
Е.И. Махиня 194

КАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИТЫ ЮЖНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (ДАУРО-ХЭНТЕЙСКИЙ ХРЕБЕТ)
А.Я. Медведев, С.И. Дриль, А.А. Каримов, В.А. Беляев, М.А. Горнова 197

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ БУГРОВ ПУЧЕНИЯ С ЦЕЛЬЮ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОПАСНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ОСВОЕНИИ НЕДР
Н.В. Мисюркеева, И.В. Буддо 200

ВЕЩЕСТВЕННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДЖЕБАШСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ (ЗАПАДНЫЙ САЯН)
А.А. Монгуш, Н.И. Гусев 202

РАННЕКЕМБРИЙСКАЯ АКТИВНО-ОКРАИННАЯ ПЕРЕСТРОЙКА ТАННУОЛЬСКО-ХАМСАРИНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ (ТУВА): ВОЗРАСТНЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РЕПЕРЫ
А.А. Монгуш, Ф.П. Леснов, Ч.К. Ойдуп, А.В. Карпов 204

СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВЕНДСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД АНГАРО-ЛЕНСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
З.Л. Мотова, А.В. Плюснин, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб 207

ПЕТРОЛОГИЯ РАННЕЙ ФАЗЫ КУКУЛЬБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА НА ПРИМЕРЕ СОКТУЙСКОГО И САХАНАЙСКОГО МАССИВОВ (*ЦЕНТРАЛЬНОЕ И ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ*)
А.В. Нарыжнова, Н.Н. Крук 209

ГЕРЦИНИДЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА – «*ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЙ ОБРАЗ*» *ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-PB ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА*
А.С. Новикова 211

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ТУЛОВЧИХИНСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА
Р.О. Овчинников, А.А. Сорокин 214

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ПЕТРОМАГНЕТИЗМ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В РАЙОНЕ Р. МАЛАЯ БИРЮСА
А.М. Пасенко, С.В. Малышев, И.Е. Лебедев, А.А. Шаламова, Е.П. Кулакова 216

ЛЕРЦОЛИТ СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ В ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЕ ПОД ГАЙОТОМ АЛЬБА, СВЯЗЫВАЮЩИЙ МЕЛОВОЙ ПЛЮМОВЫЙ И МИОЦЕНОВЫЙ PETIT-SPOT ВУЛКАНИЗМ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР В ТИХОМ ОКЕАНЕ
И.С. Перетяжко, Е.А. Савина 219

ЗОЛОТОПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОСТСУБДУКЦИОННОГО ЭТАПА. СТЕПНЯКСКИЙ КОМПЛЕКС, СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН
М.Е. Петракова, А.А. Третьяков, К.Е. Дегтярев, Н.А. Каныгина, К.Н. Шатагин 222

ПОВЫШЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ ЗОЛОТОДОБЫЧИ НА ОСНОВЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАСЕДКИНО (*ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ*)
М.В. Пикатова 225

ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА И УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ ДЕВОН-НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ТОЛЩ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ (*ПО ДАННЫМ U-Pb* (*LA-ICP-MS*) *ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА*)
А.В. Плюснин, З.Л. Мотова, И.В. Афонин, Е.М. Томилина, Ю.Г. Пактовский, А.И. Сулима 228

ДОМЕЗОЗОЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ КАВКАЗА: НОВЫЕ ДАННЫЕ И ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА
А.А. Разумовский, Н.Б. Кузнецов 230

ИСТОЧНИК МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЦИРКОНА В ПОРОДАХ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ КАЙНОЗОЙСКИХ ТОЛЩ ПРЕДКАВКАЗЬЯ
Т.В. Романюк, Н.Б. Кузнецов 234

ЭКЗОГЕОДИНАМИКА СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ СЕВЕРНОГО СКЛОНА ХРЕБТА ХАМАР-ДАБАН
А.А. Рыбченко, А.А. Юрьев, М.Ю. Опекунова, А.В. Кадетова 238

КАРБОНАТИТОПОДОБНАЯ ПОРОДА В ХАЙЛОМИНСКОМ МАССИВЕ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ (*ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН*)
В.Б. Савельева, Ю.В. Данилова, Е.П. Базарова, Б.С. Данилов, Е.А. Хромова, Н.С. Бортников 240

ПРИНЦИПЫ ОБЕСПЕЧЕНИЯ СЕЙСМОСТОЙКОСТИ ОБЪЕКТОВ АРХИТЕКТУРНОГО НАСЛЕДИЯ В УСЛОВИЯХ РАЗВИТИЯ ИСТОРИЧЕСКОГО ЦЕНТРА ИРКУТСКА
О.И. Саландаева 243

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА В ПРЕДЕЛАХ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА: РЕЗУЛЬТАТЫ СПЕЦКАРТИРОВАНИЯ ПО ДАННЫМ ЛИНЕАМЕНТНОГО АНАЛИЗА РЕЛЬЕФА
К.Ж. Семинский, А.К. Семинский 245

ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ УСЛОВНО РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ МАЛОХИНГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА
Н.И. Синякова, Р.О. Овчинников, А.А. Сорокин 247

НОВЫЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОДЕКС РОССИИ (МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ РАЗДЕЛ): ПРЕЕМСТВЕННОСТЬ И ОБНОВЛЕНИЕ
Е.В. Скляров, А.В. Скобленко 249

ФАНТАСТИЧЕСКИЕ ГЛЫБЫ И ГДЕ ОНИ ОБИТАЮТ: О ФОРМИРОВАНИИ ВЫСОКОГРАДНЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ
С.Ю. Скузоватов 251

СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА И ЛОКАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ КОВЫКТИНСКОЙ ЗОНЫ ГАЗОНАКОПЛЕНИЯ (ЮГ СИБИРСКОГО КРАТОНА) КАК ОСНОВА НАРАЩИВАНИЯ РЕСУРСНОЙ БАЗЫ ИРКУТСКОГО ЦЕНТРА ГАЗОДОБЫЧИ
А.С. Смирнов 254

РОЛЬ СЕЙСМИЧЕСКИ МЕДЛЕННЫХ МИНЕРАЛОВ В ОБРАЗОВАНИИ СРЕДНЕЛИТОСФЕРНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ НА ГЛУБИНАХ 70–100 КМ
Т.С. Соколова, А.Г. Гоев 257

РАСЧЕТ СКОРОСТЕЙ S-ВОЛН ДЛЯ ПОРОД ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И СОПОСТАВЛЕНИЕ С СЕЙСМИЧЕСКИМИ ДАННЫМИ ДЛЯ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ
Т.С. Соколова, А.И. Филиппова 259

МЕТАМОРФИЗМ БОРЗЕЦОВСКОЙ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОЙ СИСТЕМЫ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)
К.К. Сохорев, А.А. Бибко, П.А. Тишин 261

НАБЛЮДЕНИЕ СЛЕДОВ ДРЕВНЕЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЗОНЕ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМА
А.А. Стрельников 263

МЕТАСОМАТИТЫ В СВЯЗИ С НИОБИЕВЫМ РУДООБРАЗОВАНИЕМ В БОЛЬШЕТАГНИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КОМПЛЕКСА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ
М.О. Сукнёва, Т.А. Радомская 264

СТРУКТУРНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ПРИ ПОСТАНОВКЕ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА ОБЪЕКТАХ СУХОЛОЖСКОГО ТИПА
Ю.И. Тарасова, А.С. Никифоров, Ю.Д. Щербаков, В.А. Ванин, А.Е. Будяк 267

ПРОБЛЕМА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА ТРЕЩИН
Т.Ю. Тверитинова 270

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ
Т.Ю. Тверитинова, Е.А. Мануилова, А.В. Маринин 273

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА ПРОТЕРОЗОЙСКИХ (1.91–0.72 МЛРД ЛЕТ) ДОЛЕРИТОВ ЮЖНОГО ФЛАНГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
О.М. Туркина 276

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЕРМСКИХ ПОРОД БОЛЬШОГО КАВКАЗА: ИНТЕРПРЕТАЦИЯ С УЧЕТОМ КИММЕРИЙСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ
И.В. Федюкин, А.В. Шацилло, Т.В. Романюк, И.В. Латышева, А.С. Новикова, Н.Б. Кузнецов 278

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛУБИННОГО СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ МЕТОДОМ ПРОДОЛЬНОЙ ПРИЕМНОЙ ФУНКЦИИ
М.А. Хритова 279

ОЦЕНКА МОЩНОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ – МЕЗОЗОЕ ПО СОСТАВУ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ СОВРЕМЕННОГО АЛЛЮВИЯ
В.Б. Хубанов, Ю.Д. Щербаков, А.М. Хубанова 282

ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: U-Pb ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ МАГМ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ
А.А. Цыганков, Г.Н. Бурмакина 284

ЧИАТУРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МАРГАНЦА (ГРУЗИЯ): АНАЛИЗ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА
А.В. Чефранова, Т.В. Романюк, В.Н. Кулешов, И.В. Латышева, А.С. Новикова 287

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ Sr КАРБОНАТОВ НИЖНЕЙ ЧАСТИ ГОЛОУСТЕНСКОЙ СВИТЫ ЮГА ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ (НЕОПРОТЕРОЗОЙ, СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)
А.В. Шацилло, И.В. Латышева, А.В. Колесников, М.И. Буякайте, Б.Г. Покровский 290

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ В ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЕ ТАННУОЛЬСКО-ХАМСАРИНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ
С.И. Школьник, Е.Ф. Летникова, А.В. Иванов 293

ВОСТОЧНО-САЯНСКАЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ: СТРОЕНИЕ, МАГМАТИЗМ, ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ
В.В. Ярмолюк, Д.А. Лыхин, А.В. Никифоров 295

ARCHEAN OPHIOLITES IMPLYING ONSET OF PLATE TECTONICS ON EARTH
T-D. Tran, K-L. Wang, V.P. Kovach, A.B. Kotov, S.D. Velikoslavinsky, N.V. Popov, S.I. Dril, Y. Iizuka, H-Y. Lee, D.-C. Lee 297

Авторский указатель 300

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 12–13

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (ID-TIMS) ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНА ИЗ ГАЛЬКИ ГРАНИТОВ ПУДИНГОВОГО ГОРИЗОНТА КЕМЕНСКОЙ СЕРИИ (УДОКАНСКИЙ КОМПЛЕКС, АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

Е.В. Адамская[1], Т.М. Сковитина[2], А.Б. Котов[1], В.П. Ковач[1], Е.Б. Сальникова[1], Ю.В. Плоткина[1], С.Д. Великославинский[1], А.М. Федосеенко[1], А.А. Иванова[1], В.Ю. Водовозов[3,4], В.А. Горовой[2]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, adamskaya83@gmail.com
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skovit@crust.irk.ru
[3] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
[4] Москва, Геологический институт РАН

Карбонатно-терригенные отложения удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба Чара-Олекминского геоблока Алданского щита представляют интерес не только в силу их меденосности, но и как гипостратотип нижнего протерозоя Восточной Сибири и Дальнего Востока. За последние годы получены многочисленные данные о возрастных границах формирования основных стратиграфических подразделений удоканского комплекса и источниках слагающих их пород **[1, 6, 7, 11]**. Однако и их пока недостаточно для разработки непротиворечивых геодинамических моделей формирования Кодаро-Удоканского осадочного бассейна и, соответственно, связанного с ним крупнейшего Удоканского месторождения меди.

В настоящей работе представлены результаты геохронологических и изотопно-геохимических исследований, полученных для гранитов из галек экзотического пудингового горизонта меденосной кеменской серии удоканского комплекса, что позволяет получить дополнительную информацию об источниках пород кеменской серии.

Основные черты строения разреза кеменской серии приведены в работах **[2, 9, 10 и др.]** и заключаются в следующем:

1) породы удоканского комплекса подразделяются (сверху вниз) на три серии: кодарскую, чинейскую и кеменскую общей мощностью около 13 км;

2) терригенные породы кеменской серии (общая мощность 3–3.5 км) несогласно залегают на различных горизонтах чинейской серии и разделяются на сакуканскую и намингскую свиты;

3) кеменская серия сложена в основном розовато-серыми и розовыми песчаниками с прослоями железистых и медистых песчаников. Степень метаморфизма соответствует начальным ступеням зеленосланцевой фации;

4) в основании средней подсвиты сакуканской свиты выделяется маркирующий пудинговый горизонт мощностью до 200 м, сложенный песчаниками с «плавающими» хорошо окатанными гальками гранитоидов, кварцевых порфиров, кварцитов и яшм **[4, 8]**. По мнению этих авторов, формирование пудингового горизонта – свидетельство присутствия в разрезе кеменской серии ледниковых образований;

5) намингская свита, представленная темно-серыми алевролитами, переходящими в алевропесчаники с прослоями аргиллитов, завершает разрез кеменской серии удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба.

Для геохронологических и изотопно-геохимических исследований были отобраны две гальки гранитов (обр. № У-17/2, У-17/3) из пудингового горизонта сакуканской свиты кеменской серии.

U-Pb геохронологические исследования циркона (ID-TIMS) и Sm-Nd изотопно-геохимические исследования пород в целом проведены в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург).

Полученные геохронологические и Sm-Nd изотопно-геохимические данные свидетельствуют о том, что изученные граниты из галек пудингового горизонта кеменской серии удоканского комплекса имеют возраст кристаллизации 2585±6 млн лет. Исходные для этих гранитов

расплавы были образованы посредством частичного плавления пород неоархейской и, вероятно, мезоархейской континентальной коры.

Ранее для детритового циркона из песчаников кеменской серии авторами было получено 622 конкордантные оценки возраста, которые находятся в интервалах 1874–2195, 2272–2596 и 2630–3165 млн лет и образуют максимумы на кривой плотности вероятности возрастов около 2.02 (n=281), 2.14 (n=16), 2.37 (n=9), 2.54 (n=64), 2.72 (n=46), 2.77 (n=26), 2.82 (n=14), 2.93 (n=20), 3.01 (n=30) и 3.13 (n=5) млрд лет **[11** и авторские неопубликованные данные**]**. На этом основании был сделан вывод, что источниками протолитов метаосадочных пород кеменской серии послужили архейские магматические и метаморфические породы Чара-Олекминского геоблока и Западно-Алданского мегаблока Алданского щита, а также не установленные в Чара-Олекминском геоблоке породы палеопротерозойской ювенильной континентальной коры.

Установленный возраст гранитов из гальки пудингового горизонта не типичен для источников песчаников кеменской серии. Близкие оценки возраста 2568±13, 2572±28, 2580±13, 2587±6 млн лет (U-Th-Pb метод по циркону, SIMS) получены для порфировидных микроклиновых гранитов западной части Чара-Олекминского геоблока, относимых к чародоканскому комплексу **[5]**. Ближайшие массивы гранитоидов этого комплекса расположены на водоразделе рек Апсат – Бургай и по правобережью р. Сигикта северо-западнее изученных выходов пород кеменской серии.

Таким образом, можно предполагать, что одним из источников гальки гранитов пудингового горизонта кеменской серии являлись гранитоиды чародоканского комплекса западной части Чара-Олекминского геоблока Алданского щита. Если это верно, то ледниковый перенос, в результате которого была привнесена часть обломочного материала пудингов **[3]**, имел проксимальный локальный, а не региональный характер и был связан с межгорными ледниками палеопротерозойского (около 2 млрд лет) орогена **[7, 11]**.

Исследования выполнены в рамках в рамках госзаданий ИГГД РАН (FMUW-2025-0002) и ИЗК СО РАН.

[1] *Адамская Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Сковитина Т.М., Федосеенко А.М., Горовой В.А*. Терригенные породы кодарской серии удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба Алданского щита: возраст, источники и области сноса // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 509, № 2. С. 153−159.

[2] *Богданов Ю.В., Кочин Г.Г., Кутырев Э.И., Парадеева Л.М., Травин Л.В., Трифонов Н.П., Феоктистов В.П*. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л.: Недра, 1966. 386 с.

[3] *Бурмистров В.Н*. О генезисе крупнообломочного материала кеменской подсерии удоканского комплекса Восточной Сибири // Доклады АН СССР. 1989. Т. 304, № 5. С. 1201−1204.

[4] *Бурмистров В.Н*. Структура и состав кеменской серии удоканского комплекса Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1990. № 3. С. 26−34.

[5] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Серия Алдано-Забайкальская. Масштаб 1:1000000. Лист O-50 (Бодайбо): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 612 с.

[6] *Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В*. Возраст и источники метапесчаников чинейской подсерии (удоканская серия, Алданский щит): результаты U-Th-Pb геохронологического (LA-ICP-MS) и Nd изотопного изучения // Доклады РАН. 2018. Т. 482, № 2. С. 1138−1141.

[7] *Ковач В.П., Адамская Е.В., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Ларин А.М., Скляров Е.В., Загорная Н.Ю., Сковитина Т.М., Плоткина Ю.В., Федосенко А.М., Тон И*. Возраст и источники пород кодарской серии удоканского комплекса (Алданский щит): результаты геохимических, U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Nd-Hf исследований // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2024. Т. 32, № 5. С. 3−26.

[8] *Лаврович Н.Н*. К вопросу об истории формирования удоканской серии докембрия Сибири // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1970. № 11 С. 147–153.

[9] *Салоп Л.И*. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 515 с.

[10] *Федоровский В.С*. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972. 137 с.

[11] *Kovach V., Adamskaya E., Kotov A., Podkovyrov V., Tolmacheva E., Gladkochub D., Sklyarov E., Velikoslavinsky S., Plotkina Yu., Skovitina T. et al.* Age of provenance for the Paleoproterozoic Kemen Group, Udokan Complex: “hidden” Paleoproterozoic crust-forming event in the western Aldan Shield, Siberian Craton // Precambrian Research. 2023. V. 396. 107158.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 14–15

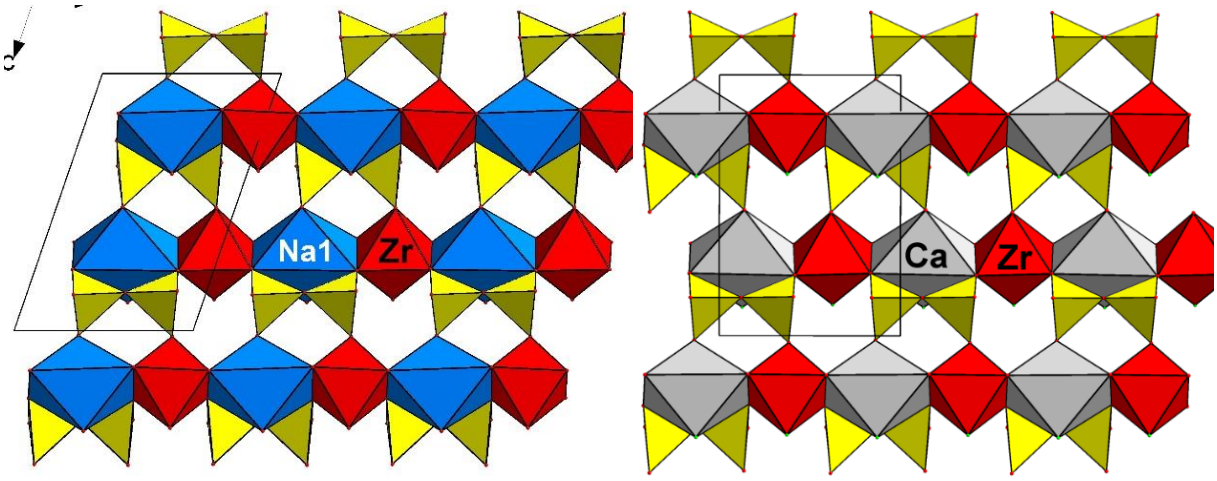
СРАВНИТЕЛЬНАЯ КРИСТАЛЛОХИМИЯ БУРПАЛИТА $Na_4Ca_2Zr_2(Si_2O_7)_2F_4$ ИЗ БУРПАЛИНСКОГО (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) И ЛОВОЗЕРСКОГО (КОЛЬСКИЙ П-ОВ) ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ

С.М. Аксенов[1], Ю.С. Михайлова[1], Г.С. Ильин[1], Н.В. Чуканов[2], А.М. Портнов[3], Е.С. Зарубина[1], Р.К. Расцветаева[4]

[1] Апатиты, ФИЦ Кольский научный центр РАН, aks.crys@gmail.com
[2] Черноголовка, ФИЦ проблем химической физики и медицинской химии РАН
[3] Москва, Российский государственный геологоразведочный университет
[4] Москва, НИЦ Курчатовский институт, rast.crys@gmail.com

Минерал бурпалит, $Na_4Ca_2Zr_2(Si_2O_7)_2F_4$, согласно современной систематике, относится к группе велерита с общей формулой $X_8(Si_2O_7)_2W_4$, где X – Na^+, Ca^{2+}, Mn^{2+}, Ti^{4+}, Zr^{4+} и Nb^{5+}; W=F^- и O^{2-} **[1]**. Он был впервые обнаружен в фенитизированном песчанике в контактовой зоне Бурпалинского щелочного массива в Северном Забайкалье (Россия) **[2]**. Вторая находка была сделана в Ловозерском щелочном массиве, где в пегматоидной породе обнаружены срастания бурпалита и сейдозерита, окружающие зерна тасекита **[3]**. Кроме того, бурпалит описан также в Веслe-Арёйа (район Лангесуннс-фьорда, Норвегия) и пегматите Нанна (Игалику, Гренландия) **[4]**. Параметры моноклинной элементарной ячейки бурпалита: a=10.1173, b=10.4446, c=7.2555 Å, β=90.039o, пр. гр. $P2_1/a$. Структурный тип бурпалита в целом аналогичен другим представителям группы и представляет собой трехмерный квазикаркас, состоящий из двух модулей – взаимопересекающихся стенок из X-полиэдров шириной в четыре полиэдра и Si_2O_7-диортогрупп.

Методом рентгеноструктурного анализа нами был изучен бурпалит из Бурпалинского щелочного массива, ранее известный как «ортоловенит» с параметрами ромбической ячейки a=21.01±0.10, b=10.05±0.05, c=7.23±0.03 Å **[5]**. Наши исследования не подтвердили эту ячейку, а параметры истинной моноклинной ячейки составляют: a=7.2456(2), b=10.0935(2), c=11.0028(2) Å, β=108.98(2)°, V=760.92(3) Å^3, пр. гр. $P2_1/c$. Уточненная кристаллохимическая формула данного минерала имеет вид (Z=2): $Na_2[Na_{1.7}(Mn,Fe)_{0.2}Ca_{0.1}]Ca_2Zr_2(Si_2O_7)_2(F,O)_4$. Способ объединения полиэдрических стенок отличается сдвигами M-полиэдров и (Si_2O_7)-диортогрупп друг относительно друга вдоль a, что соответствует структурному типу ловенита (тип 1; рисунок, а) и отличается от таковой в структуре голотипного бурпалита (тип 6; рисунок, б) **[2]**.



(*а*) (*б*)

Особенности сочленения *M*-полиэдров и (Si_2O_7)-диортогрупп в структурном типе ловенита (*а*) и бурпалита (*б*).

Бурпалит был также обнаружен в пойкилитовом нефелиновом сиените г. Большой Пункаруайв (Ловозерский массив). Минерал образует изометричные зерна размером до 0.1 мм в срастаниях с магнезиоарфведсонитом, нефелином и натролитом. Химический состав бурпалита Na_2O 14.41; CaO 15.83; MnO 1.12; FeO 0.70; ZrO_2 27.01; TiO_2 2.64; SiO_2 31.49; F 6.69; $–O=F_2$ 2.82; сумма 97.07.

Потенциально новый представитель группы велерита «оксибурпалит» найден в виде округлых зерен (размером до 200 мкм в поперечнике) в неравномерно-зернистом нефелиновом сиените г. Сенгисчорр (Ловозерский массив). Минерал находится в ассоциации с породообразующими щелочным полевым шпатом, нефелином, эгирином и магнезиоарфведсонитом. Акцессорными минералами являются титанит, минералы групп апатита и пирохлора, лопарит, ильменит, магнетит, циркон и пирротин.

Рентгеноструктурные исследования «оксибурпалита» показали, что параметры моноклинной элементарной ячейки составляют: a=7.1599(2), b=9.9656(2), c=10.8172(2) Å, β=108.130(2)°, V=733.52(3) $Å^3$; пр. гр. $P2_1/c$. Кристаллическая структура «оксибурпалита» также относится к структурному типу ловенита, а уточненная кристаллохимическая формула «оксибурпалита» имеет вид (Z=2): $Na_2(Na_{1.1}Ca_{0.9})$ $(Ca_{0.72}Fe^{2+}_{0.44}Mn_{0.34}Ti_{0.34}Mg_{0.14}Hf_{0.02})(Zr_{1.52}Ti_{0.28}Nb_{0.2})(Si_2O_7)_2$-$(O_{1.82}F_{0.18})F_2$. Несмотря на сложность химического состава, ожидаемое упорядочение катионов по X-позициям с понижением симметрии в структуре «оксибурпалита» (как в случае йортдалита или моксюаньсюита, в которых неоднородное распределение катионов приводит к триклинной симметрии с пр. гр. P-1 **[2]**), не наблюдалось.

Таким образом, бурпалит характеризуется структурным диморфизмом, что связано с модулярным строением представителей группы велерита **[6]**, а описанный ранее «ортоловенит» из массива Бурпала **[5]** можно рассматривать как новый моноклинный политип голотипного бурпалита **[2]**.

Новые находки бурпалита и других представителей группы велерита в пределах Ловозерского щелочного массива требуют детального изучения с целью установления особенностей их химического состава и строения, а описанный «оксибурпалит» с идеализированной формулой $Na_2(NaCa)[Ca(Fe^{2+},Mn)]Zr_2(Si_2O_7)_2OF_3$ может быть промежуточным членом изоморфной серии бурпалит (тип 1) – гипотетический $Na_2Ca_2Ca_2Zr2(Si_2O_7)_2O_2F_2$ – ловенит.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, грант № 26-17-00278.

[1] *Dal Bo F., Friis H., Mills S.J.* Nomenclature of wöhlerite-group minerals // Mineralogical Magazine. 2022. V. 86. P. 661–676.

[2] *Merlino S., Perchiazzi N., Knomyakhov A.N., Pushcharovskii D.Yu., Kulikova I.M., Kuzmin M.I.* Burpalite, a new mineral from Burpalinskii massif, North Transbajkal, USSR: its crystal structure and OD character // European Journal of Mineralogy. 1990. V. 2. P. 177–185.

[3] *Пеков И.В., Чуканов Н.В., Турчкова А.Г., Гришин В.Г.* Новое в минералогии Ловозерского массива // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2004. Т. 1. С. 30–33.

[4] *Friis H., Balić Žunić T., Williams T., Petersen O.V.* Minerals of the låvenite group from South Greenland and Norway // Norsk Bergverksmuseet Skrift. 2010. V. 43. P. 35–39.

[5] *Портнов А.М., Симонов В.И., Синюгина Г.П.* Ромбический ловенит – новая разновидность ловенита // Доклады АН. СССР. 1966. Т. 166. С. 1199–1202.

[6] *Merlino S., Perchiazzi N.* Modular mineralogy in the cuspidine group // Canadian Mineralogist. 1988. V. 26. P. 933–943.

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

2026. Выпуск 24. С. 16–18

ОЦЕНКА PT-УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛОГОПИТ-ИЛЬМЕНИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ КУОЙКСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ

Э.Б. Актинова, Т.В. Калашникова

Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, tulesonova29099@gmail.com

В кимберлитовых трубках выделяется небольшая группа пород с высоким содержанием флогопита и ильменита, отличающихся повышенными Fe и Ti и образующихся в условиях литосферной мантии. Вопрос об их ксеногенности обсуждался с позиций кристаллизации щелочных кимберлитовых расплавов, мантийного метасоматоза и смешения гибридных расплавов (карбонатных и силикатных). Для части таких пород доказана ксеногенная (мантийная) природа, однако условия формирования и взаимосвязь с кимберлитовыми расплавами остаются дискуссионными. Авторы работ **[1–4]** генезис этих ксенолитов связывают с кристаллизацией из обогащенных флюидами мантийных расплавов.

Авторами доклада была изучена коллекция из 34 флогопит-ильменитсодержащих ксенолитов из различных кимберлитовых трубок Куойкского кимберлитового поля (северо-восток Сибирского кратона – трубки Обнаженная, Пятница, Слюдянка). Петрографические исследования были выполнены на оптическом микроскопе Olympus BX51, химический состав минералов исследован на микроанализаторе JEOL JXA-8200 ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Также были рассчитаны PT-условия кристаллизации ксенолитов с помощью различных геотермобарометров.

Образцы по петрографическим характеристикам были разделены на три группы. I группа – гранатсодержащие флогопит-ильменитовые ультраосновные породы. Гранат (до 30–40 %) образует крупные выделения неправильной формы с включениями ильменита и диопсида; флогопит (до 35–40 %) – ксеноморфные выделения в срастании с гранатом и пироксенами. Породы испытали сложную историю: первоначально ультраосновного состава, перекристаллизовались в гранатовой фации под воздействием калийсодержащих флюидов-расплавов. Гранат и флогопит, предположительно, кристаллизовались одновременно. II группа – флогопит-ильменитовые перидотиты и пироксениты (без граната, с высоким содержанием слюды). Клинопироксен иногда замещается амфиболом. Флогопит (до 50–60 %) образует крупные правильные пластинки и мелкие зерна между другими минералами; ильменит – ксеноморфные и изометричные формы. Несколько генераций слюды свидетельствуют о сложной эволюции породы и присутствии щелочных расплавов-флюидов. III группа – деформированные флогопитсодержащие породы. Флогопит (до 60 %) в ассоциации с амфиболом (калиевый рихтерит, паргасит) с признаками деформации: волнистое погасание, изогнутость пластинок слюды.

Для выяснения генезиса было проведено сравнение с минералами из самих кимберлитовых пород Куйокского поля **[5, 6]**, а также из так называемых полимиктовых брекчий с присутствием ильменита **[3]**. По гипотезе С.И. Костровицкого **[5]**, минералы кимберлитов имеют полигенную природу: часть – ксеногенная (мантийная), часть – продукт кристаллизации кимберлитового расплава. Полимиктовые брекчии, по Л.Н. Похиленко **[3]**, – ксенолиты, образованные мантийным метасоматозом (пропитка пород астеносферными флюидами до внедрения кимберлитовой магмы); ильменит и флогопит – продукты высокотемпературного метасоматоза, а кимберлитовый расплав механически захватывает и выносит преобразованные мантийные фрагменты.

Гранаты из флогопитсодержащих ксенолитов характеризуются меньшими вариациями химического состава (Cr_2O_3 0.8–1.5 мас. %, CaO 4.0–5.5 мас. %), чем гранаты из кимберлитов и брекчий, что может свидетельствовать о кристаллизации из мантийных расплавов, предположительно близких по химическому составу к астеносферным.

Флогопит из вебстеритов и пироксенитов (I и II группы пород) отличается низким Cr_2O_3 (до 1.2 мас. %). Лерцолиты (I группа) и деформированные породы (III группа) демонстрируют небольшое увеличение содержания Cr_2O_3 с ростом TiO_2. Полимиктовые брекчии обладают са-

мым широким диапазоном вариаций составов (Cr_2O_3 до 3.5 мас. %, TiO_2 до 5.5 мас. %). В макрокристах флогопитов из кимберлитов трубки Обнаженной наблюдается крайне низкое содержание Cr_2O_3 (до 0.5 мас. %) при широком диапазоне Mg# (82–93).

Ильмениты из пород I и II группы характеризуются высоким значением TiO_2 (50–54 мас. %) с разбросом MgO (7–13 мас. %). В макрокристах из кимберлитов рост содержания TiO_2 (40–52 мас. %) сопровождается увеличением MgO (4.5–10 мас. %). Полимиктовые брекчии характеризуются узкими вариациями состава ильменита (TiO_2 53–55 %, MgO 11–13 %). Химический состав ильменита из наших ксенолитов близок к полимиктовым брекчиям и выделенному диапазону для ильменита «мантийного» происхождения **[7]**, что свидетельствует о возможной кристаллизации из высокотитанистых астеносферных расплавов.

Для некоторых ксенолитов (там, где позволяла ассоциация минералов) были проведены PT-оценки кристаллизации. Использовался мономинеральный клинопироксеновый термобарометр, основанный на распределении Cr, Na, K, Ca по структурным позициям в пироксене **[8, 9]**. Присутствие ромбического пироксена в структурах распада с сосуществующим гранатом в части образцов позволило применить Opx-Grt термобарометры **[10–12]**. Также оценки температур равновесия для некоторых образцов производились по термометрам, основанным на обменных реакциях между гранатом и клинопироксеном (Mg^{2+}–Fe^{2+}) **[13]**. При этом определение давления производилось проецированием расчетных значений температур на геотерму, определенную для конкретной трубки (для трубки Обнаженной **[14]**).

Большая часть рассчитанных значений PT-параметров попадают в область стабильности графита, единичные значения находятся в области стабильности алмаза, что соответствует подтвержденной неалмазоносости трубок Куойкского поля. Полученные значения с помощью геотермобарометра **[8, 9]** демонстрируют очень широкий разброс параметров последнего равновесия для клинопироксена из флогопит-ильменитовых ксенолитов (434–1080 °C; 1.42–6.33 ГПа). Для полимиктовых брекчий с помощью этого же геотермобарометра были получены следующие параметры: 869–1172 °C; 1.43–5.93 ГПа. Значения, полученные с помощью Opx-Grt равновесия, выше (995–1140 °C; 3.6–5.1 ГПа). Наиболее вероятные и петрологически подтвержденные значения получились при аппроксимации рассчитанной температуры по Mg^{2+}–Fe^{2+} равновесию между минералами на уже рассчитанную геотерму Куойкского поля (670–980 °C; 3.1–4.5 ГПа).

Таким образом, I группа ксенолитов демонстрирует наиболее высокие PT-параметры кристаллизации. Предполагается, что они представляют первоначальную литосферную мантию лерцолитового и пироксенитового состава под Куойкским полем, измененную вторичными метасоматическими процессами. II группа – результат взаимодействия щелочных флюидов-расплавов предположительно астеносферного происхождения с породами литосферной мантии. III группа отражает интенсивную деформацию, которая предшествовала внедрению кимберлитовых расплавов и выразилась в перекристаллизации пород и формировании амфибола и флогопита. Происхождение флогопит-ильменитовых ксенолитов отличается от происхождения полимиктовых брекчий трубки Ноябрьской и кимберлитов трубки Обнаженной.

Аналитические исследования минералов выполнены на базе ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН. Исследование проведено в рамках выполнения госзадания по проекту № FWEG-2026-0013 «Происхождение и эволюция мантийных магм: петрология, геодинамика, рудный потенциал».

[1] *Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харькив А.Д.* Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988. 286 с.

[2] *Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. и др*. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: Наука, 1994. 256 с.

[3] *Pokhilenko L.N., Pokhilenko N.P., Afanasiev V.P*. Xenoliths of polymictic breccias from kimberlites of the Yakutian diamondiferous province // Geodynamics & Tectonophsics. 2022. V. 13, № 4. 0660.

[4] *Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A*. Phlogopite in mantle xenoliths and kimberlite from the Grib pipe, Arkhangelsk province, Russia: Evidence for multi-stage mantle metasomatism and origin of phlogopite in kimberlite // Geoscience Frontiers. 2019. V. 10. P. 1941–1959.

[5] *Kostrovitsky S., Dymshits A., Yakovlev D., Sun J., Kalashnikova T., Ashchepkov I., Belozerova O*. Primary Composition of Kimberlite Melt // Minerals. 2023. V.13, № 11. 1404.

[6] *Костровицкий С.И., Яковлев Д.А*. Кимберлиты Якутской кимберлитовой провинции (состав и генезис). Новосибирск, 2022. 465 с.

[7] *Pokhilenko N.P*. Polymict breccia xenoliths: evidence for the complex character of kimberlite formation // Lithos. 2009. V. 112. P. 934–941.

[8] *Nimis P., Taylor W.R*. Single Clinopyroxene thermobarometery for garnet peridotites. Part 1. 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.
[9] *Nimis P., Grutter H*. Internally consistent geothermometers for garnet peridotites and pyroxenites // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2010. V. 159. P. 411–427.
[10] *Brey G.P., Köhler T., Nickel K.G*. Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites. I. Experimental Results from 10 to 60 kbar // Journal of Petrology. 1990. V. 31. P. 1313–1352.
[11] *Brey G.P., Köhler T*. Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // Journal of Petrology. 1990. V. 31. P. 1353–1378.
[12] *Nickel K.G., Green D.H*. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds // Earth and Planetary Science Letters. 1985. V. 73. P. 158–170.
[13] *Ellis D.J., Green D.H*. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. V. 71. P. 13–22.
[14] *Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F., Baziotis I.P., Pokhilenko N.P., Pokhilenko L.N., Bodnar R.J., Taylor L.A., Agashev A.M*. Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // Lithos. 2014. V. 184–185. P. 209–224.

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

2026. Выпуск 24. С. 19–21

СДВИГОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ТУВИНСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ СИСТЕМЫ В ПАЛЕОЗОЕ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

И.А.Э. Алагияванна[1], Е.В. Виноградов[1,2], Д.В. Метелкин[1,2], Р.А. Шелепаев[3]

[1] Новосибирск, Новосибирский государственный университет, av.alagiyawanna@gmail.com
[2] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

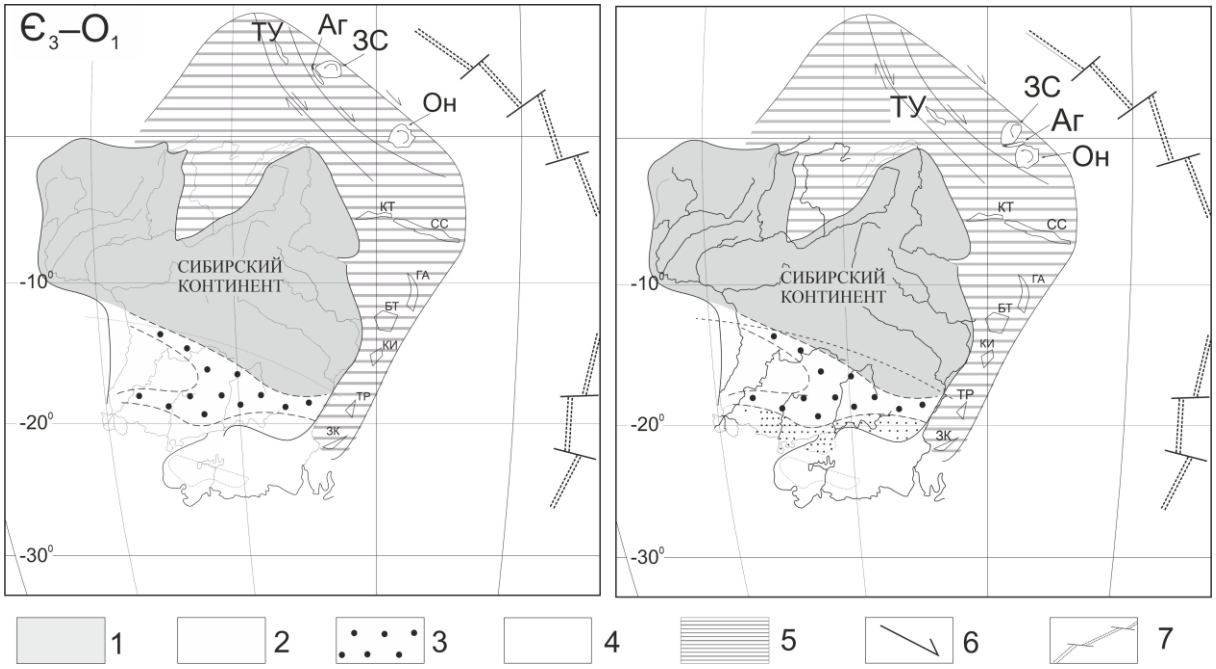
Тувинская аккреционная система объединяет несколько крупных тектонических пластин, включающих разнообразные по своей геодинамической природе комплексы, связанные с эволюцией Палеоазиатского океана. Одним из ключевых элементов этой структуры является Таннуольско-Хамсаринская палеоостроводужная зона. Формирование вулканогенно-осадочных комплексов палеодуги в режиме субдукции отвечает интервалу поздний венд – ранний кембрий. Уже во второй половине кембрия – начале ордовика эти островодужные комплексы были вовлечены в процесс аккреции/коллизии, а позднее на постколлизионном и внутриплитном этапах подверглись существенной тектономагматической переработке на фоне крупных сдвиговых деформаций. В частности, с ордовикским интервалом связано внедрение перидотит-пироксенит-габбро-норитовых массивов мажалыкского комплекса, пространственно приуроченных к Ондумской подзоне (центральная часть Таннуольско-Хамсаринской зоны), сложенной продуктами эволюции палеодуги **[1–4]**. Появление этих интрузий, маркирующих преобладающий режим тектонического растяжения, связывают с плавлением метасоматически измененной литосферной мантии при коллапсе орогена **[2]**. Настоящая работа нацелена на реконструкцию пространственного положения Ондумского тектонического блока в это время.

Мы изучили три массива мажалыкского комплекса: Мажалыкский, Калбакдагский и Брунганский. По результатам U-Pb датирования, возраст циркона из габбро-анортозита петротипного Мажалыкского массива составляет 478.0±1.4 млн лет **[2]**, а конкордантный возраст циркона из габбро, габбро-норитов и плагиоверлитов Калбакдагского массива – 477±5 млн лет **[3]**. Комплексные петро- и палеомагнитные исследования показывают, что основным носителем остаточной намагниченности в мафит-ультрамафитовых породах указанных массивов является магнетит. Для пород Мажалыкского и Калбакдагского массивов выделены соответствующие этому носителю регулярные характеристические компоненты намагниченности, которые по комплексу признаков мы считаем первичными, соответствующими времени внедрения интрузий. Кучность распределения характеристической компоненты в породах Брунганского массива заметно ниже. Мы связываем это с возможным проявлением вторичного палеомагнитного сигнала, поскольку степень наложенных изменений этих пород, выраженная амфиболизацией, хлоритизацией и другими вторичными преобразованиями, сравнительно выше, поэтому данные по Брунганскому массиву в дальнейшей реконструкции не использовались.

Среднее палеомагнитное направление по результатам анализа намагниченности пород Мажалыкского и Калбакдагского массивов составляет: D=352.6°, I=–0.2°, α95=11.0°. Соответствующий палеомагнитный полюс, при условии обратной полярности, имеет координаты Plat=–38.2°, Plong=104.3°, A95=7.8°, а палеоширота – 0.1°с.ш.

Для региональной тектонической интерпретации полученный палеомагнитный полюс сопоставлен с имеющимися для других структурных единиц (блоков) Тувинской аккреционной системы: Западно-Сангиленский, Агардагский, Турано-Уюкский и другие **[5–7]**. Выполненный анализ свидетельствует о закономерном расположении указанных тектонических единиц на периферии Сибирского палеоконтинента в приэкваториальной области земного шара (рисунок). Характерной особенностью ордовикских палеомагнитных полюсов является их вытянутое вдоль дуги большого круга распределение вблизи траектории кажущегося движения полюса (ТКДП) Сибири. Такая конфигурация связана с дифференцированными взаимными вращениями тектонических блоков, находящихся в единой системе сдвигов. В частности, подобная модель привлекается для объяснения расхождения венд-кембрийских палеомагнитных направлений по другим

палеоостроводужным фрагментам Алтае-Саянского региона **[8, 9]**. Согласно **[8]** это расхождение может быть устранено поворотами на разный угол вокруг общего полюса Эйлера с координатами 61°с.ш., 114°в.д. Применив такую же процедуру, удается достичь совпадения и имеющихся ордовикских полюсов Тувинской системы с соответствующим участком ТКДП Сибири. Для Ондумского блока при этом необходим поворот на 14° по часовой стрелке, а для Западно-Сангиленского, Агардагского и Турано-Уюкского – 60, 65 и 55° соответственно.



Слева – принципиальная тектоническая реконструкция на поздний кембрий – ранний ордовик с указанием положения рассмотренных блоков Тувинской аккреционной системы (дополнено и переработано после [8, 9]). Справа – принципиальная модель деформации Тувинской системы с иллюстрацией перемещений блоков в реконструированных для позднего кембрия – раннего ордовика координатах.
1–3 – Сибирский континент: *1* – отложения шельфа открытого моря, *2* – рифовые отложения, *3* – отложения лагунного типа; *4* – океаническая кора Палеоазиатского океана; *5* – позднекембрийско-раннеордовикский аккреционно-коллизионный пояс; *6* – сдвиговые системы с указанием кинематики перемещений; *7* – спрединговые хребты. Буквами обозначаются блоки Тувинской аккреционной системы: ТУ – Турано-Уюкский, ЗС – Западно-Сангиленский, Аг – Агардагский, Он – Ондумский; палеоостроводужные фрагменты Алтае-Саянской области: КТ – Куртушибинский, СС – Северосаянский, ГА – Горноалтайский, БТ – Батеневский, ТР – Терсинский, КИ – Кийский, ЗК – Золотокитатский.

Выполненная реконструкция свидетельствует о том, что современная взаимная конфигурация тектонических элементов Тувинской аккреционной системы является результатом их взаимного смещения по системе крупных сдвигов, при которой отдельные блоки были заметно развернуты вокруг собственной оси. Интерпретация кинематики сдвигов может быть различной. На рисунке мы приводим вариант правостороннего смещения, в этом случае Ондумский блок испытывает наименьший поворот. Однако, вне зависимости от интерпретации кинематики сдвигов, вполне однозначно решается вопрос палеогеографического расположения всего ансамбля тувинских структур в начале палеозоя на периферии именно Сибирской, а не Гондванской, как предполагалось ранее **[6]**, континентальной окраины.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 25-17-00040).

[1] *Монгуш А.А., Ольшевский П.О*. Ранние стадии субдукции и образование в венде Таннуольско-Хамсаринской палеоостроводужной системы (Западный Саян, Тува) // Добрецовские чтения: наука из первых рук: Материалы Второй Всероссийской научной конференции, посвященной памяти выдающего ученого и организатора науки академика РАН Н.Л. Добрецова (18–26 июля 2024 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2024. С. 168–171.

[2] *Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М*. Возраст и геодинамическая позиция перидотит-пироксенит-анортозит-габбрового Мажалыкского комплекса, Восточная Тыва // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 656–662.

[3] *Ойдуп Ч.К., Леснов Ф.П., Монгуш А.А., Семенов Д.В*. Полихронные цирконы из пород Калбакдагского мафит-ультрамафитового массива и вопросы его генезиса (Центральная Тува) // Геосферные исследования. 2021. № 4. С. 37–49.

[4] *Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Леснов Ф.П., Дружкова Е.К*. Состав и условия образования мафитовых включений в габброидах Брунганского ультрамафит-мафитового массива (Восточная Тува) // Природные ресурсы, среда и общество: раздел 1. Геология. Сейсмика. ГИС. 2021. № 2. С. 6–7.

[5] *Печерский Д.М., Диденко А.Н*. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 294 с.

[6] *Сенников Н.В., Изох Н.Г., Казанский А.Ю., Петрунина З.Е., Кунгурцев Л.В., Хлебникова Т.В., Михальцов Н.Э., Савицкий В.Р*. Новые биостратиграфические и палеомагнитные данные по малиновской серии (нижний – средний ордовик, Тува) // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2006. Т. 47, № 8. С. 27–43.

[7] *Коваленко Д.В., Бузина М.В., Лобанов К.В*. Палеомагнетизм ордовикских и раннекарбоновых геологических комплексов Тувы // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 498, № 2. С. 124–130.

[8] *Метелкин Д.В*. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2012. 248 с.

[9] *Казанский А.Ю*. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Дис. … докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2002. 343 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 22–24

СВИДЕТЕЛЬСТВА ШИРОКОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА Р. КИТОЙ

А.В. Аржанникова, А.В. Иванов, С.Г. Аржанников, А.А. Чеботарев, У.С. Ефремова, Е.А. Гладкочуб

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Область сочленения Сибирского кратона с Центрально-Азиатским складчатым поясом отражает ключевые этапы формирования юга Восточной Сибири. В Шарыжалгайском выступе Сибирского кратона широко развиты архейские и палеопротерозойские комплексы: неоархейские гранулит-гнейсы (2.6–2.7 млрд лет), синколлизионные гранитоиды китойского комплекса (2532±12 млн лет) и метаморфические породы шарыжалгайской серии (2.48–2.65 млрд лет), а также палеопротерозойские гранитоиды возрастом 1.83–1.87 млрд лет **[1–3]**. Неопротерозойская эволюция связана с распадом Родинии и развитием Палеоазиатского океана, а раннепалеозойская – с аккрецией и коллизией террейнов и островных дуг к Сибирскому кратону. Высокоградный метаморфизм, связанный с аккреционно-коллизионными событиями, произошел в позднем кембрии – раннем ордовике (480–495 млн лет) и сопровождался син- и посткинематическим вулканизмом с возрастом 478–488 и 458–471 млн лет соответственно **[4, 5]**.

Заключительная субдукция Палеоазиатского океана сопровождалась формированием Баргузинской магматической области, ядром которой является Ангаро-Витимский батолит объемом более 0.5 млн км³ и возрастом 333–279 млн лет **[6, 7]**. В Восточном Саяне известны лишь отдельные проявления тектономагматической активизации этого времени: щелочные граниты «рифтовой периферии» Баргузинской области (311–295 млн лет), покровно-складчатые деформации Тункинских Гольцов (316–286 млн лет), зональный метаморфизм (312±20 млн лет), метасоматиты и гранитные жилы возрастом 278–353 млн лет, приуроченные к зоне Главного Саянского разлома **[6, 8, 9]**. В связи с этим масштабы позднепалеозойской активизации юго-восточной части Восточного Саяна остаются неясными.

Труднодоступность района ограничивает традиционные геологические исследования, что делает анализ детритового циркона в аллювии крупных рек эффективным скрининговым методом. Проведено U-Pb (LA-ICP-MS) датирование детритового циркона из аллювия р. Китой, водосбор которой охватывает значительную часть юго-восточной части Восточного Саяна и пересекает Тувино-Монгольский микроконтинент, китойкинский метаморфический террейн и Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона. Из 98 проанализированных зерен циркона отобрано 81 конкордантное зерно (дискордантность ≤10 %), по ним построен возрастной спектр.

Выделено пять основных возрастных популяций. Неоархейская популяция составляет 25 зерен (~31 %) и охватывает 2303–2793 млн лет с максимумом 2500–2550 млн лет. Этот интервал соответствует китойскому комплексу (2532±12 млн лет **[1]**), а также гранитоидам и метаморфическим преобразованиям Шарыжалгайского выступа кратона возрастом 2.48–2.65 млрд лет **[2, 3]**. Палеопротерозойская популяция представлена четырьмя зернами (~5 %) возрастом 1750–1856 млн лет и единичным зерном 1963 млн лет и отражает крупный этап гранитоидного магматизма, связанный с постколлизионным растяжением на рубеже 1.85–1.88 млрд лет **[2]**.

Неопротерозойская популяция включает 20 зерен (~25 %) в интервале 701–883 млн лет и связывается с рифтогенными процессами, сопровождавшими распад Родинии. Неопротерозойские цирконы (750–850 млн лет) были установлены в осадочных комплексах Тувино-Монгольского террейна **[10]**, в пределах которого находится верхняя часть дренажного бассейна р. Китой. Раннепалеозойская популяция содержит 12 зерен (~16 %) возрастом 434–494 млн лет и соответствует аккреционно-коллизионной перестройке южной окраины Сибирского кратона в позднем кембрии – раннем ордовике. В пределах водосбора р. Китой возможным источником является китойкинский террейн, где синметаморфические тоналиты имеют возраст 474±3 млн лет **[2, 11]**.

Наиболее важное значение имеет позднепалеозойская популяция: 19 зерен (~23 %) возрастом 291–337 млн лет формируют наиболее узкий и статистически выраженный пик спектра. По численности она сопоставима с неопротерозойской популяцией и лишь немного уступает неоархейской, которая, однако, распределена почти на 500 млн лет. При этом опубликованные коренные источники позднепалеозойского материала непосредственно в водосборе р. Китой крайне ограничены. Из известных объектов к ним относятся главным образом гранитные жилы возрастом 278–353 млн лет, приуроченные к узкой зоне Главного Саянского разлома **[9]**; более крупные массивы Баргузинской магматической области и Тункинская покровно-складчатая зона расположены за пределами водосбора.

Высокая доля позднепалеозойского материала при минимальном количестве известных источников указывает на значительно более широкое распространение позднепалеозойских комплексов в юго-восточной части Восточного Саяна, чем предполагалось ранее. Вероятно, покровно-складчатые деформации с зональным метаморфизмом, установленные в Тункинских Гольцах **[8]**, продолжаются на более обширной территории. Аналогично, позднепалеозойские гранитные тела, приуроченные к Главному Саянскому разлому, могут иметь существенно большее распространение. На основе полученных данных можно допустить, что юго-западная периферия Баргузинской магматической области могла охватывать значительные площади в юго-восточной части Восточного Саяна.

Низкая доля палеопротерозойского материала, напротив, не соответствует масштабу известного раннепротерозойского гранитоидного магматизма. Это может объясняться особенностями дренажной сети, отсутствием эрозионного вскрытия части коренных источников и перекрытием гранитоидов более молодыми образованиями. Нельзя также исключить, что часть тел, традиционно относимых к раннему протерозою, при дальнейшем изучении окажется позднепалеозойской. Таким образом, именно контраст между хорошо выраженной позднепалеозойской популяцией и слабой палеопротерозойской популяцией является ключевым аргументом в пользу недооцененных масштабов позднепалеозойской магматической и тектонической активизации региона.

Исследование выполнено за счет проекта РНФ 25-77-30006 (https://rscf.ru/project/25-77-30006/). Пробоподготовка образцов и U-Pb (LA-ICP-MS) датирование циркона выполнены на базе ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск).

[1] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Яковлева С.З*. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1139–1150.

[2] *Донская Т.В*. Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2019. 410 с.

[3] *Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников А.И., Козаков И.К., Ковач В.П., Бараш И.Г., Яковлева С.З*. Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутного блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 4. С. 3–19.

[4] *Kovach V., Salnikova E., Wang K., Jahn B.-M., Chiu H.-Y., Reznitskiy L.Z., Kotov A.B., Iizuka Y., Chung S.-L*. Zircon ages and Hf isotopic constraints on sources of clastic metasediments of the Slyudyansky high-grade complex, southeastern Siberia: implication for continental growth and evolution of the Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 18–36.

[5] *Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Reznitskiy L.Z., Sukhorukov V.P*. U-Pb Zircon Dating of Granulite Metamorphism in the Sludyanskiy Complex, Eastern Siberia // Gondwana Research. 1998. V. 1, № 2. P. 195–205.

[6] *Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И*. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54, № 5. С. 375–399.

[7] *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V*. Late Paleozoic-Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 79–97.

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

[9] *Савельева В.Б., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Ларионов А.Н., Базарова Е.П*. Основные этапы гранито- и пегматитообразования в юго-восточной части зоны Главного Саянского разлома, Восточная Сибирь (по результатам U-Pb-датирования циркона, SRIMP-II) // Доклады РАН. 2012. Т. 442. С. 369–375.

[10] *Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Хунг Ц.-Х., Чунг С.-Л., Иизука Йо., Ванг К.-Л.* История формирования Тувино-Монгольского массива по данным U-Pb-датирования методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из песчаника дархатской серии (Западное Прихубсугулье, Северная Монголия) // Доклады РАН. 2011. Т. 441, № 3. С. 358–362.

[11] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M*. Paleozoic-Mesozoic geology and tectonics of the western Transbaikalian segment of the Central Asian Orogenic Belt // The Central Asian Orogenic Belt: geology, evolution, tectonics and models / Ed. A. Kröner. Stuttgart: Schweizerbart Science Publishers, 2015. V. 32. P. 154–183.

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

2026. Выпуск 24. С. 25–26

БАЗИТОВЫЕ МАССИВЫ АТАРХАНСКОГО КОМПЛЕКСА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Р.А. Бадмацыренова

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

Палеозойские расслоенные ультрабазит-базитовые массивы Забайкалья описаны в составе разнообразных габброидных комплексов: моностойского, атарханского, икатского и др. и объединяются в единую габброидную **[1]** или габбро-анортозитовую **[2]** формацию.

В составе атарханского комплекса были изучены Атарханский и Хаильский массивы. Атарханский перидотит-габбровый массив располагается на левобережье одноименной реки, правого притока р. Абаги. Массив образует интрузивное тело довольно сложной конфигурации, разделенное блоком осадочно-метаморфических пород мылдылгенской свиты нижнего кембрия на две части – восточную и западную. Восточная, меньшая по площади (около 0.3 км^2), представляет собой почти треугольный блок габброидов, отделенных зонами разрывных нарушений с севера – от карбонатных пород, с запада – от сланцев мылдылгейской свиты и с юга, прорванных гранитоидами раннего палеозоя. Западная часть интрузии (2.5 км^2) имеет в плане овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении согласно с вмещающими кварц-биотитовыми сланцами, кварцитами, метаморфизованными песчанистыми известняками и мраморами мылдылгейской свиты нижнего кембрия. Северо-западный и юго-восточный контакты массива осложнены разрывными нарушениями. С севера он прорывается субвулканической интрузией гранит-порфиров гуджирского комплекса мезозоя. Габброиды нередко заключают ксенолиты вмещающей сланцево-карбонатной толщи, ориентированные в северо-восточном направлении. Атарханский массив представлен в основном амфиболизированными габбро и габбро-норитами. Количественно подчинены им неизмененные габбро-нориты, нориты, оливиновые и рудные габбро; крайне редко встречаются небольшие по площади обособления серпентинизированных амфиболизированных плагиоперидотитов. Габброиды Атарханского массива прорывают карбонатные и терригенные породы мылдылгенской свиты нижнего кембрия. В эндоконтактовой зоне с карбонатной толщей основные породы приобретают атакситовую текстуру и лейкократовый облик. Здесь иногда наблюдаются шлиры и линзы грубозернистых габбро-анортозитов. В экзоконтакте вмещающие образования превращены в пироксен-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые роговики или скарнированы. С другой стороны, габброиды прорываются гранитами раннего палеозоя. Особое место среди образований, связанных, с одной стороны, с массивом габброидов, а с другой – с витимканскими гранитами, занимают биотит-гиперстеновые диориты и кварцевые диориты. Они чаще всего встречаются в виде ксенолитов неправильной формы в гранитах, а также отмечены в восточном блоке на контакте амфиболизированных габброидов с витимканской интрузией. В последнем случае амфиболизированные габбро и габбро-нориты постепенно сменяются пироксеновыми диоритами, затем кварцевыми диоритами и переходят в гранодиориты.

Хаильский габбро-анортозитовый массив имеет в плане довольно сложные очертания и расчленен на две неравные части интрузией. Намечается общая вытянутость массива в субмеридиональном направлении. Площадь его выходов составляет приблизительно 12 км^2. Центральная часть плутона сложена оливиновыми и безоливиновыми габбро, варьирующимися по меланократовости в широком диапозоне: от лейкократовых до меланократовых пород, приближающихся по составу к троктолитам. В небольших количествах встречаются габбро-нориты и анортозиты, а в отдельных маломощных горизонтах и линзах – обогащенные титаномагнетитом рудное габбро. Судя по резко меняющейся ориентировке полосчатости и трахитоидности в габбро, участки, расположенные в правом и левом борту р. Хаил, представляют собой разные блоки центральной части массива. В периферической зоне массива отмечаются амфиболизированные габбро и пироксеновые диориты, иногда с повышенным содержанием апатита. Макроскопически

это темно-серые среднезернистые (иногда мелкозернистые) массивные породы, в составе которых различается пироксен и преобладающий над ним плагиоглаз. В некоторых случаях наравне с пироксеном присутствует амфибол. По содержанию темноцветов диориты варьируются от мезократовых до меланократовых разностей. Лейкократовые габбро слагают преимущественно центральную часть массива. Мелкозернистые амфибол-биотитовые сланцы на контакте с габбро пронизаны прожилками диорит-аплита, а непосредственно у контакта заметно перекристаллизованы: увеличивается размерность зерен, появляются расплывчатые плагиоглаз-эпидотовые агрегаты. Эндоконтактовые изменения габбро выразились в появлении мелкочешуйчатого биотита (по пироксену) и редких зерен эпидота. Вблизи контакта габбро включает мелкие ксенолиты кристаллосланцев, хотя в некоторых точках они занимают секущее положение. Рудами являются в основном габбро с бедной вкрапленностью титаномагнетита и ильменита. Кроме бедновкрапленных руд, встречаются маломощные (в несколько сантиметров) прослои богатых руд.

На классификационной диаграмме TAS все изученные породы отвечают субщелочному ряду и по составу варьируются от перидотитов, габброидов до сиенитов, охватывая интервал SiO_2 от 35 до 53 %, что свидетельствует о значительной степени дифференцированности родоначального расплава в процессе внутрикамерной кристаллизации. Кроме того, в габброидах рассматриваемого массива наблюдается широкий диапазон колебаний содержаний $A1_2O_3$ (9–32 мас. %), что обусловлено фракционированием плагиоклаза и моноклинного пироксена. По концентрации и соотношению TiO_2 и P_2O_5 среди габброидов выделяются две группы. Первая – это породы с нечетко выраженной прямой корреляцией между этими компонентами, вторая характеризуется отсутствием такой зависимости при повышенных концентрациях TiO_2 (2–4 мас. %) и очень низких содержаниях P_2O_5 (0.01–0.15 мас. %).

На мультиэлементном спектре, нормированном к примитивной мантии, породы в разной степени обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE – Rb, Ba, Sr, K) и слабо деплетированы высокозарядными элементами (HFSE – Zr, Ti), при этом ярко выражена отрицательная Nb-Ta и Hf аномалия и положительная Pb аномалии. Субдукционные геохимические метки (обогащенность литофильными элементами, деплетированность высокозарядными элементами, отрицательные аномалии по Nb, Ta, Zr и Hf) в породах массива объясняются унаследовательностью мантийного источника, а именно метасоматизированной литосферной мантии (положительные аномалии по Pb и Sr), аккретированной Удино-Витимской островной дугой (513–534 млн лет) с последующим воздействием мантийного плюма (275–280 млн лет). С этим этапом на территории Забайкалья связаны титаномагнетитовые месторождения и проявления **[3]**.

Работа выполнена в рамках госзадания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на проведение НИР ИГХ СО РАН по теме № 0284-2021-0006.

[1] *Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н*. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1978. 220 с.

[2] *Грудинин М.И*. Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. 156 с.

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

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

2026. Выпуск 24. С. 27–28

ОФИОЛИТЫ АДАЦАГСКОГО КОМПЛЕКСА (МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ПОЯС): ГЕОХИМИЯ КЛИНОПИРОКСЕНА ИЗ БАЗИТОВ КАК ИНСТРУМЕНТ РЕКОНСТРУКЦИИ ФОРМИРОВАНИЯ НАД ЗОНОЙ СУБДУКЦИИ

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

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

Адацагский офиолитовый комплекс (Центральная Монголия) расположен в Монголо-Охотском поясе (МОП) и представляет собой фрагмент океанической литосферы Монголо-Охотского океана **[1–5]**. Адацагский офиолитовый комплекс изучался различными авторами на Алтан-Худукском и Цахир-Улинском участках. Здесь выявлено присутствие всех членов офиолитовой последовательности, слагающих отдельные тектонические пластины: серпентинизированные мантийные перидотиты и серпентинитовый меланж, ультраосновные и основные кумуляты расслоенной серии, комплекс параллельных даек, базальтовые лавы.

В Адацагском офиолитовом комплексе среди даек и лав присутствуют базиты двух геохимических типов. Умеренно-Ti тип представлен лавами толеитовых базальтов и редкими дайками долеритов. Они характеризуются распределением несовместимых элементов без аномалий HFSE и могут быть интерпретированы как преддуговые базальты (FAB) **[4]** либо как базальты задуговых бассейнов (BABB) **[5]**. Низко-Ti тип представлен лавами и дайками пикритов, пикробазальтов и базальтов, которые по геохимическим особенностям аналогичны островодужным толеитовым базальтам (IAT) **[3,5]**. Дайки низко-Ti базальтов, пикробазальтов и пикритов секут породы расслоенного комплекса и содержат ксеногенные фрагменты умеренно-Ti долеритов. Это показывает эволюцию базитового магматизма от умеренно-Ti к низко-Ti серии в Адацагском комплексе.

Диаграмма TiO_2 – Cr_2O_3 для клинопироксена, предложенная в работе **[6]**, позволяет разделять Cpx на низко-Ti (бониниты, примитивные IAT) и умеренно-Ti (MORB, FAB, BABB) типы. Клинопироксен из базитов Адацагского офиолитового комплекса представлен диопсидом с варьирующимися содержаниями TiO_2 и Cr_2O_3. На диаграмме TiO_2 – Cr_2O_3 точки составов Cpx из низко-Ti серии лав и даек находятся в поле клинопироксена из бонинитов и IAT, поскольку характеризуются низкими содержаниями TiO_2. Клинопироксен в большинстве образцов умеренно-Ti серии лав и даек не сохранился, за исключением одного изученного образца, в котором Cpx соответствует клинопироксену MORB, FAB или близких к ним задуговых базальтов. Клинопироксен кумулятивных пироксенитов и габбро имеет бóльшее содержание TiO_2 и соответствует Cpx из MORB, преддуговых или задуговых базальтов. Таким образом, кумуляты расслоенной серии комагматичны умеренно-Ti базальтам из лав.

Клинопироксен из пикритов и базальтов низко-Ti серии Адацагского комплекса показывает наименьшие уровни содержаний REE, максимумы Sr и выраженные минимумы Zr-Hf. Напротив, клинопироксен из габбро, которые кристаллизовались из базальтов умеренно-Ti серии, показывает более высокие содержания REE, менее выраженные минимумы Zr-Hf. Минимумы Sr в клинопироксене из габбро являются результатом совместной кристаллизации с плагиоклазом в магматической камере. Более высокий уровень содержаний несовместимых элементов в клинопироксене из габбро согласуется с их кристаллизацией из BABB-подобных толеитовых базальтов умеренно-Ti серии, а не из островодужных пикритов и базальтов низко-Ti серии, обедненных REE.

Таким образом, изучение состава клинопироксена в кумулятах, лавах и дайках офиолитовых комплексов позволяет выявить состав родоначальных расплавов для кумулятов и установить их связь с дайками и лавами – породами верхней части разреза офиолитов. Этот подход актуален для тех случаев, когда сохраняются лишь нижние части офиолитового разреза.

В работе **[4]** изучены только базальты умеренно-Ti серии Адацагского комплекса, которые этими авторами интерпретированы как преддуговые базальты, а офиолиты Адацага – как комплекс зарождения субдукции. Однако для комплексов зарождения субдукции характерны не только преддуговые базальты, но и бониниты, которые также являются важным индикатором формирования офиолитов в преддуговых зонах. В Адацагском офиолитовом комплексе пока не описаны бониниты, и это не позволяет уверенно говорить о формировании этого комплекса при зарождении субдукции. В настоящей работе и в **[3, 5]** изучены преимущественно низко-Ti островодужные толеитовые базальты (IAT) и умеренно-Ti базальты, подобные BABB, а также установлена эволюция базитового магматизма от умеренно-Ti к низко-Ti серии. С учетом этих данных можно предположить, что Адацагский офиолитовый комплекс отражает развитие примитивной островной дуги на литосфере задугового бассейна либо сформировался в переходной зоне между этими структурами. Изучение офиолитовых комплексов с фокусом на разные типы пород приводит к различным выводам о геодинамической обстановке формирования. Таким образом, необходимо по возможности полное опробование и детальное изучение всех разновидностей базитов офиолитовых комплексов.

Исследование выполнено в рамках госзадания ИГХ СО РАН, проект 0284-2026-0013.

[1] *Tomurtogoo O., Windley B.F., Kröner A., Badarch G., Liu D.Y.* Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol-Okhotsk ocean, suture and orogen // Journal of the Geological Society. 2005. V. 162. P. 125–134.

[2] *Гордиенко И.В., Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Медведев А.Я., Одгэрэл Д*. Хэнтей-Даурская складчатая система Монголо-Охотского пояса (магматизм, седиментогенез, геодинамика) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 3. С. 1063–1097.

[3] *Горнова М.А., Кузьмин М.И., Томуртогоо О., Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Каримов А.А., Далай-Эрдэнэ Э., Беляев В.А*. Геохимия и петрология офиолитовых ассоциаций Адацагской и Джидинской зон Центрально-Азиатского складчатого пояса // Научное сотрудничество Сибирского отделения РАН с Монголией в первой половине XXI в. Вып. 1: 2011–2013 гг. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2015. С. 151–158.

[4] *Zhu M., Pastor-Galan D., Miao L., Zhang F., Ganbat A., Li S., Yang S., Wang Z*. Evidence for early Pennsylvanian subduction initiation in the Mongol-Okhotsk Ocean from the Adaatsag ophiolite (Mongolia) // Lithos. 2023. V. 436–437. 106951.

[5] *Беляев В.А., Горнова М.А., Медведев А.Я., Каримов А.А., Дриль С.И., Щербаков Ю.Д*. Геохимия Адацагского офиолитового комплекса (Монголия, Монголо-Охотский складчатый пояс): эволюция магматизма в системе задуговой бассейн – островная дуга // Современные направления развития геохимии: Материалы Всероссийской конференции (21–25 ноября 2022 г.). Иркутск: ИГХ СО РАН, 2022. Т. 1. С. 64–66.

[6] *Whattam S.A., Shervais J.W., Reagan M.A. et al*. Mineral compositions and thermobarometry of basalts and boninites recovered during IODP Expedition 352 to the Bonin forearc // American Mineralogist. 2020. V. 105. P. 1490–1507.

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

2026. Выпуск 24. С. 29–31

ГРАДОСТРОИТЕЛЬНЫЙ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ РИСК ТЕРРИТОРИИ АКАДЕМГОРОДКА В Г. ИРКУТСКЕ

Л.П. Бержинская, Н.В. Иванова

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, Berj.LP@yandex.ru cotinata@gmail.com
Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет

Принятие градостроительных решений, направленных на устойчивое функционирование и дальнейшее развитие урбанизированных территорий, невозможно без системного анализа рисков, включающих результаты комплексной оценки сейсмической опасности и уязвимости различных строительных объектов, расположенных в населенном пункте, а также возможности проявления вторичных последствий от землетрясения. Следовательно, ключевыми аспектами исследований становятся изучение и оценка реакции различных объектов риска на проявление региональной сейсмической активности и разработка превентивных мероприятий, позволяющих минимизировать уязвимость городской инфраструктуры. Такой прогностический анализ позволит обеспечить на территориях городов приемлемый уровень сейсмического риска, а также минимизировать человеческие и материальные потери от землетрясений. Затраты на данные исследования являются экономически оправданными, так как они направлены на предотвращение будущих убытков, связанных с сейсмическим риском **[1]**.

Оценка социально-экономических показателей сейсмического риска в результате сценарных землетрясений интенсивностью 7, 8 и 9 баллов была выполнена для жилой застройки Академгородка в Иркутске. Исследования проводились в рамках поручений президента (письмо Минстроя России от 23.11.2023 г. № 72186-СМ/00) по «созданию технологии оценки и контроля механической безопасности зданий и сооружений, включая объекты жилищного фонда и социальной инфраструктуры, при развитии застроенных территорий с особыми природными и техногенными условиями, основанной на использовании цифрового мониторинга оценки сейсмостойкости строительных объектов».

Результатом решений об организации Восточно-Сибирского филиала АН СССР в 1949 г. стало появление на левом берегу Ангары в Иркутске нового микрорайона – Академгородок, для обустройства которого были выделены пашенные и луговые земли двух деревень – Нахаловки и Кузьмихи.

Первоначально в разработке градостроительных решений выделенной территории участвовали два проектных института: ГипроНИИ «Сибакадемпроект» (г. Новосибирск) и «Востсибгипрошахт» (г. Иркутск). Первый генплан жилой застройки территории, согласно которому началось строительство домов, был представлен иркутским архитектором В.П. Шматковым в начале 60-х гг. А в 1970-х гг. основным генпроектировщиком по застройке микрорайона стал институт «Иркутскгражданпроект».

На сегодня территория Академгородка размещается в черте города и занимает площадь порядка 280 га. Функционально она разделена магистральной улицей на две части: на территории с более высокими планировочными отметками расположены корпуса научных институтов, на другой ее части, имеющей плавное снижение в сторону р. Ангары, расположена жилая и социально-общественная застройка.

Сейсмичность территории Академгородка. Согласно карте сейсмического микрорайонирования г. Иркутска (1988 г.) проявление сейсмической интенсивности на различных участках Академгородка, включая прибрежную территорию, оценивается в 8 баллов по сейсмической шкале MSK-64.

Жилая застройка Академгородка. Несмотря на то, что градостроительное проектирование жилого района велось на протяжении нескольких десятилетий разными проектными институтами, все же удалось сохранить главные композиционно-планировочные принципы жилого района, поэтому основная современная многоэтажная застройка Академгородка включает те же

виды и типы зданий, которые встречаются в других районах Иркутска. Однако, исходя из относительно небольшой площади микрорайона, она не столь разнородна по конструктивным типам и сериям зданий.

В рамках данной работы вся территория Академгородка была условно поделена на четыре участка с учетом конструктивного типа застройки, этажности и года постройки.

К 1-му участку отнесена большая по площади территория с застройкой в 5–9–12 и 16 этажей. В основном, это современные жилые дома серий:

– 1.120с. Жилые 9–12–16-этажные блок-секции, возведенные в последние 2–3 десятилетия в системе безригельного каркаса.

– 135с. Крупнопанельные 9-этажные жилые секции, построенные еще в 80-е годы XX века, которые благодаря их объединению (блокировке) превратили такую компоновку в протяженный дом, названный жителями «китайской стеной».

– 5-этажные жилые дома для молодых ученых и сотрудников ИНЦ СО РАН (блок-секции № 3–6), выполнены по индивидуальным проектам. Несущие стеновые конструкции блок-секций № 3 и 4 возведены из монолитного и сборного железобетона. Конструктивная схема блок-секций № 5 и 6 – монолитный рамный каркас с кирпичным заполнением по внутренним и наружным стенам.

– 12-этажные монолитные жилые дома (7 блок-секций, в эксплуатации с 2012 г.).

– Индивидуальный проект кирпичного 5-этажного жилого дома.

На 2-м участке расположены жилые дома двух серий:

– 1-306с. 4-этажные кирпичные с оштукатуренными (или без) наружными стенами.

– 1-447. Крупнопанельные 9-этажные жилые секции.

В 3-й, самый небольшой по площади участок, вошли здания серии 1-335с, постройки 60-х гг. XX в., – это 4-этажные крупнопанельные жилые дома с наружными стенами из газозолобетона и внутренним неполным каркасом.

4-й участок по размеру оказался также довольно протяженным, в него вошли жилые дома серий:

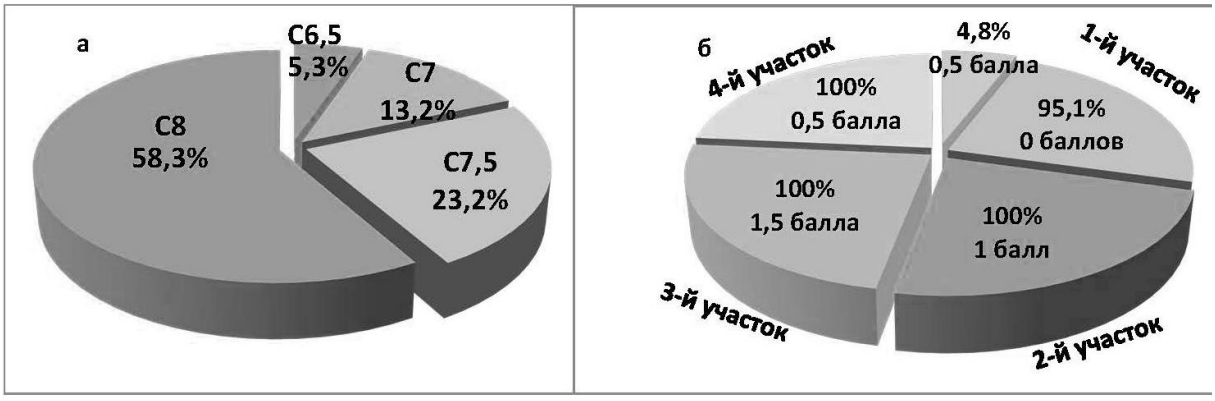
– 1-464А-С. Крупнопанельные 5-этажные дома постройки 80-х гг. XX в. с наружными стенами из керамзитобетона.

– 5-этажные кирпичные блокированные жилые дома, выполненные по индивидуальным проектам.

– 114. 5-этажный жилой дом с несущими кирпичными стенами.

Все жилые дома на условно назначенных участках имеют разный уровень технического состояния, срок эксплуатации и физического износа, следовательно, обладают разной степенью уязвимости по отношению к сейсмическим воздействиям.

Оценка уязвимости жилищного фонда Академгородка. Оценка уязвимости застройки и расчет сейсмического риска жилых домов и территорий микрорайона при сценарном (вероятностном) сейсмическом событии интенсивностью 7, 8 и 9 баллов была выполнена для каждого из участков. Исходная сейсмичность для этих территорий, согласно картам ОСР-2015 (А, В и С), составляет 8, 8, 9 баллов. На гистограммах (рисунок) представлены основные показатели по жилищному фонду, исходя из общей площади жилищного фонда Академгородка.



Показатели жилищного фонда Академгородка: а – распределение общей площади по классам сейсмостойкости; б – дефицит сейсмостойкости застройки по участкам.

Результаты расчета сейсмического риска. Для управления безопасностью территорий концептуально устанавливают уровень значений сейсмического риска, являющегося интегральным показателем, включающим частоту возникновения землетрясений в год и связанный с этим событием ущерб. Допустимый уровень риска («приемлемый») принимается с учетом приоритета сохранения жизни и здоровья людей. В России приемлемым считается «умеренный» уровень сейсмического риска, находящийся в интервале $(1–5)\cdot10^{-5}$ 1/·год. Для зданий рассматривается «экономический риск», напрямую связанный с функциями уязвимости застройки и классом сейсмостойкости зданий. Критериями оценок степени опасности для жизни людей служат «индивидуальный» и «коллективный» риски **[1, 2]**. Результаты расчета сейсмического риска от возможных сценарных землетрясений:

1. При землетрясении интенсивностью 7 баллов показатели экономического ущерба на всех участках будут менее 5 %, однако показатели индивидуального сейсмического риска превысят «приемлемый» уровень на участке № 3.

2. При землетрясении интенсивностью 8 и 9 баллов самые высокие значения показателей социально-экономического ущерба будут снова на участке № 3:

– максимальная доля разрушений и повреждений высокой степени опасности;

– максимальный относительный ущерб 28 и 82 % соответственно;

– уровень индивидуального сейсмического риска для населения (его уязвимость) в условиях существующей сейсмостойкости зданий является «недопустимо высоким».

Таким образом, в целях повышения сейсмобезопасности населения и территории Академгородка в целом необходимо планомерное проведение превентивных мероприятий на наиболее уязвимом участке.

[1] *Бержинская Л.П., Акбиев Р.Т., Ружич В.В., Саландаева О.И*. Разработка лметодических принципов комплексной прогностической оценки региональной сейсмобезопасности // Техногенные и природные риски. Безопасность сооружений. 2023. № 6 (63). С. 26–34.

[2] *Бержинская Л.П., Радзиминович Я.Б., Саландаева О.И., Новопашина А.В., Лухнева О.Ф., Иванова Н.В*. Комплексная оценка сейсмической опасности и уязвимости объектов как перспектива дальнейшего градостроительного развития территорий // Вопросы инженерной сейсмологии. 2022. Т. 49, № 1. С. 18–33. doi:10.21455/VIS2022.1-2.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 32–34

ПРОЕКТ «АУНАКИТ»

А.Е. Будяк[1], А.В. Паршин[2], А.С. Монтин[3], М.Ю. Зацепин[3], Ю.И. Тарасова[1], А.Э. Аванесян[1]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, budyak@igc.irk.ru
[2] Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет
[3] Москва, ООО «ГТ-Технологии»

В результате многолетних исследований золоторудных объектов «орогенного» генетического типа на территории Бодайбинского района был выделен «сухоложский» генетический подтип, характерный исключительно для данного региона.

Детальное изучение таких месторождений, как Верхне-Угаханское, Голец Высочайший, Сухой Лог, Красное, Ыканское и др., позволило выделить ряд поисковых критериев, связанных с их стратиграфической и структурной приуроченностью, а также геофизические, геохимические и минералогические поисковые признаки, позволяющие локализовать дальнейшие геолого-поисковые работы.

Как было описано в многочисленных работах коллектива ИГХ СО РАН **[1, 2 и др.]**, основными факторами первичного сужения поисков месторождений является их приуроченность к черносланцевым отложениям дальнетайгинской серии (хомолхинская и аунакитская свиты), а также расположение зон рудной минерализации в пределах апикальной части антиклинальных структур третьего порядка. Следующим шагом является проведение «легких» региональных работ, состоящих из геолого-геохимического и геофизического (в основном магнито- и радиометрия) опоискования. Данный комплекс методов позволяет, в частности, более точно определить принадлежность толщ к тем или иным стратиграфическим подразделениям, подтвердить наличие разрывной тектоники, выявить наличие метаморфогенно-метасоматических изменений.

На основе вышеописанных утверждений в 2022 г. были проведены работы по таргетированию Бодайбинского синклинория, с выделением Верхнеаунакитской площади, подходящей под все перечисленные параметры. Ввиду отсутствия интереса к данной площади у крупных горнорудных компаний, присутствующих в регионе, было принято решение для создания ООО «Территория», с приобретением обозначенной выше площади и постановкой на ней «легких» геолого-геохимических и геофизических исследований.

Выбор площади исследования был продиктован следующими факторами: 1) в пределах площади ранее проводились работы по отработке россыпного золота, что говорит о наличии рудного золота в пределах структуры, 2) центральная часть площади представляет собой замковую часть антиклинальной складки третьего порядка, 3) центральная часть антиформы сложена породами аунакитской свиты с перекрытием в крыльях кремнистыми сланцами вачской свиты.

Также в период 2022–2025 гг. были проведены следующие виды работ: 1) исхаживание территории геологическими маршрутами с отбором сколковых проб, пригодных для минералого-петрографического и геохимического изучения, 2) проведение геохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния и 3) комплексная БПЛА-геофизическая съемка масштаба 1:10000 – 1:5000. Получены следующие результаты:

В геологическом строении принимают участие осадочные карбонатно-терригенные отложения жуинской серии (аунакитская и вачская свиты), юдомской серии (анангрская и догалдынская свиты) и голоцен-плейстоценовые рыхлые отложения.

На рассматриваемой территории породы регионально-метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Структура осложнена складками различного порядка, с изменчивым простиранием осей. Угол наклона осевых поверхностей в северных румбах меняется по простиранию от крутого (75–85°) с выполаживанием к востоку до 25–35°.

Осадочные породы в этих структурах сопровождаются рассланцеванием, дроблением, иногда будинированы. Развитие по разрывным нарушениям и сводовым частям складок зон

разуплотнения создает благоприятные условия для рудолокализации из рудоносных гидротермальных растворов.

В силу большей проницаемости в этих зонах широко проявляются гидротермально-метасоматические преобразования дислоцированных пород, как бурошпатизация, серицитизация, окварцевание, сульфидизация.

Изучение литогеохимических характеристик пород выявило устойчивые контрастные комплексные (Cu+As±Au) аномалии, приуроченные к контактам черносланцевой пачки (au_2) и песчаников (au_3), с единичными пробами, показавшими вышефоновые содержания по золоту. Более выраженные аномальные содержания по золоту отмечены в области интенсивного кварцевого прожилкования, приуроченной к осевой части антиклинальной структуры (рис. 1, а).



Рис. 1. Данные ЛГХ.

Магнитная съемка также эффективно подчеркивает слои, насыщенные магнитной минерализацией (пирротин) (рис. 1, б), а аномальное поле по радиометрии указывает на предполагаемые разрывные нарушения.

В комплексе геофизические методы позволяют выявить и проследить складчатые структуры, являющиеся основными рудоконтролирующими в отношении золотосульфидного оруденения рудных полей Бодайбинского района.

Для оценки ресурсного потенциала проведено сопоставление полученных данных исследуемой лицензионной площади с ранее изученным месторождением Красное, расположенным в 6 км к западу и являющимся максимально близким структурно-стратиграфическим аналогом.

Краткие сведения о месторождении Красное:

1. Расположено в апикальной части и крыльях антиклинальной складки 3-его порядка.

2. Два рудных тела находятся на приконтактовых частях черносланцевых пачек аунакитской свиты (au_1^2 и au_2^2) с пачками серых песчаников (au_2^1 и au_3). Первое рудное тело – контакт au_1^2- au_2^1; второе рудное тело – контакт au_2^2- au_3.

Сделан вывод о том, что в пределах Верхнеаунакитской лицензии верхнее рудное тело находится в подрудном срезе, соответственно апикальная его часть к настоящему времени срезана процессами эрозии. Таким образом остатки верхнего рудного тела отражаются на флангах антиклинали и представлены геохимическими аномалиями меди, мышьяка и золота. Соответственно нижнее рудное тело находится в непосредственной близости к дневной поверхности, но не выходит на нее, что увеличивает перспективность данной лицензионной площади.

По результатам интерпретации комплекса геологических, геофизических и геохимических данных была разработана программа поискового бурения в объеме 3400 погонных метров. В результате реализация буровой программы, в 2026 году проведена первая очередь поисково-картировочного бурения в объеме 1500 погонных метров (6 скважин) с целью пересечения основной потенциально рудовмещающей структуры. Основным результатом буровой программы является уточнение геологического строения ЛП «Верхнеаунакитская», а также обнаружение сульфидной и кварц-сульфидной минерализация (рис. 2).



Рис. 2. Кварц-сульфидная минерализация в керне скважин (ЛП Верхнеаунакитская).

Дальнейшее развитие работ на данной площади находится в прямой зависимости от полученных аналитических результатов.

Исследование проведено в рамках выполнения госзадания № FWEG-2026-0009. Работа осуществлена с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск).

[1] *Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А., Будяк А.Е., Корнилова Т.А*. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика. 2010. 51, № 5. С. 729–747.

[2] *Tarasova Yu.I., Budyak A. E., Chugaev A.V., Goryachev N.A., Tauson V.L., Skuzovatov S.Yu., Reutsky V.N., Abramova V.D., Gareev B.I., Bryukhanova N.N., Parshin A.V*. Mineralogical and isotope-geochemical ($\delta^{13}C$, $\delta^{34}S$ and Pb-Pb) characteristics of the Krasniy gold mine (Baikal-Patom Highlands): Constraining ore-forming mechanisms and the model for Sukhoi Log-type deposits // Ore Geology Reviews. 2020. V. 119. 103365. doi:10.1016/j.oregeorev.2020.103365.

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

2026. Выпуск 24. С. 35–37

СМЕШЕНИЕ МАГМ В ГРАНИТОИДАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Г.Н. Бурмакина, А.А. Цыганков

Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, gerka_85@mail.ru

Калбо-Нарымский гранитоидный батолит, площадью более 15 тыс. км^2, является крупнейшим в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Столь масштабное гранитообразование, охватившее период с 300 до 275 млн лет назад и связанное с массовым плавлением ювенильной коры (вулканомиктовые турбидиты, базальты OIB и MORB типов) **[2]**, связывается с термальным воздействием и, возможно, вещественным вкладом мантийных магм Таримского плюма. Вместе с тем базитов, в пространстве и времени ассоциирующих с Калбинскими гранитами, не обнаружено. Исключение составляют проявления минглинга в массивах Переображенский и Тастау, хотя и имеющих «калбинский» возраст, но расположенных в соседней Чарской зоне. Кроме того, базиты известны в составе миролюбовского дайкового комплекса, где они слагают отдельные дайки или участвуют в строении минглинг-даек. Миролюбовский дайковый комплекс относится к финальной стадии позднепалеозойского этапа магматизма, сформировавшего Калбо-Нарымский батолит, при этом ориентировка как отдельных даек, так и дайковых роев ортогональна к простиранию батолита и вмещающих его складчатых структур.

Наиболее крупные дайковые рои – Аюда и Манат **[3]** – располагаются в центральной части Калбинского батолита. Рой Аюда включает около 30 дайковых тел мощностью от 0.5 до 2.0 м и протяженностью от нескольких десятков метров до километра, иногда нескольких километров. Предметом нашего изучения была самая крупная комбинированная базит-гранитная дайка (минглинг-дайка) роя Аюда мощностью 30–35 м и протяженностью около 10 км, за что она получила рабочее название «Великая дайка Восточного Казахстана».

Великая дайка представляет собой крутопадающее плитообразное тело, имеющее зональное строение. Краевые зоны мощностью до 4.5 м сложены породами базитового ряда, центральная часть, шириной 20–25 м, салическая с большим количеством мафических включений. Распределение мафических включений неравномерное. Большая их часть приурочена к краям салической зоны, тогда как в ее центре включений почти нет. Центральная зона салической составляющей дайки (без включений) граносиенитовая, а участки, примыкающие к краевым бизитам и насыщенные мафическими включениями, имеют более основной состав, отвечающий кварцевым монцонитам (гибридные породы). Краевые базиты имеют закаленный контакт с вмещающими калбинскими гранитами. Контакт с гибридными монцонитами резкий, но изменений зернистости ни с той, ни с другой стороны не установлено. Переход от гибридных кварцевых монцонитов (насыщенных включениями) к граносиенитам центральной зоны постепенный.

Размер включений варьируется широко – от первых сантиметров и менее до 1 м в поперечнике. Форма преимущественно удлиненно-овальная, но нередки и включения неправильной «амебообразной» формы с фестончатыми, зубчатыми краями. Иногда наблюдаются зоны закалки, что в совокупности свидетельствует о сосуществовании двух жидкостей с разной температурой и вязкостью. Такое строение дайки прослеживается на всем ее протяжении.

Краевые базиты представляют собой темные, почти черные, афировые породы с микродиабазовой структурой, сложенные *Pl* (60–65 об. %), *Amph* до 10 об. %, *Bt* (3–4 об. %) и *Cpx* на долю которого приходится 5–6 об. %; количество *Kfs* не превышает первых об. %. Акцессорные минералы – магнетит, апатит, титанит, единичные зерна циркона в сумме составляют 7–8 об. %.

Граносиениты центральной зоны сложены *Kfs* (25–30 об. %), *Pl* (20–30 об. %), *Qtz* (15–20 об. %); количество *Amph* и *Bt* не превышает 10–12 об. %. Акцессорные минералы: магнетит, титанит, апатит, циркон.

Гибридные породы (салическая часть дайки с включениями) по минералогическому составу отвечают кварцевым монцонитам: *Pl* (59–66 об. %), *Kfs* (15–28 об. %), *Amph* и *Bt* в сумме 15–20 об. %; содержание кварца варьируется от 3 до 5 об. %. Акцессорные минералы те же, что и в граносиенитах.

Мафические включения подразделяются на два типа, каждый из которых имеет переходные разновидности. Первый тип это серые средне- и мелкозернистые полнокристаллические амфибол-биотит-полевошпатовые породы с гипидиоморфно-зернистой микроструктурой, часто порфировидные (*Pl, Kfs*). Второй тип – темные, почти черные тонкозернистые афировые породы с микродиабазовой структурой. Петрографически они практически неотличимы от базитов краевой части комбинированной дайки.

Плагиоклаз мафических включений по составу варьируется от альбита до основного лабрадора (67.8 % *An*). Выделяются три морфо-генетические разновидности плагиоклазов: 1) мелкие идиоморфные кристаллы основной массы (22.4–29.0 % *An*); 2) зональные кристаллы с нормальной зональностью роста (63–25 % *An*) и зерна с ритмичной зональностью, например: чередование зон андезинового и олигоклазового состава (48→17→41→18 % *An*); 3) зональные кристаллы, состоящие из андезин – лабрадорового резорбированного ядра (45.0–67.8 % *An*), тонкой промежуточной зоны (≈25 % *An*) и олигоклазовой каймы (18–15 % *An*). В граносиенитах отсутствуют резорбированные кристаллы основного состава, а плагиоклаз основной массы и зональные кристаллы отличаются от включений большей (на 10–15 %) долей альбитового минала в своем составе. Плагиоклазы гибридных монцонитов занимают промежуточное положение между этими крайними типами.

Калиевый полевой шпат наиболее характерен для хорошо раскристаллизованных включений первого типа. Он образует крупные (до 15 мм в длину) таблитчатые зерна, каймы вокруг зональных кристаллов плагиоклаза, ксеноморфные выделения. Практически всегда *Kfs* имеет пертитовое строение в виде субпараллельных пластинчатых или неправильно-линзовидных выделений альбита, иногда содержащих до 10 % *An* компонента, или незакономерно расположенных изометричных выделений, в которых Ca отсутствует. Судя по этим признакам, можно заключить, что первая разновидность представляет собой структуру распада, а вторая – результат более поздней, возможно постмагматической, альбитизации.

Валовой состав *Kfs,* полученный путем сканирования по площади некоторого участка зерна, варьируется в сравнительно узких пределах – 80–90 % *Or,* 10–20 % *Ab.* Постоянно отмечается примесь бария, содержание которого (BaO) в некоторых случаях достигает 6.3 мас. %.

Калиевый полевой шпат во включениях второго типа встречается редко. Главным образом он представлен мелкими субидиоморфными кристаллами, в валовом составе которого содержится 87–88 % Or, 11–13 % *Ab.* Иногда отмечается примесь бария до 0.8 мас. %.

Амфибол является главным темноцветным минералом меланократовых включений. Первично-магматический идиоморфный амфибол отвечает по составу магнезиальной роговой обманке. Амфибол, замещающий клинопироксен, имеет состав железистой роговой обманки. На постмагматической стадии тот и другой замещаются актинолитом. В граносиенитах и монцонитах количество амфибола не превышает первых процентов, иногда (в граносиенитах) он вовсе отсутствует. Состав амфибола в этих породах в целом близок к первично-магматической магнезиальной роговой обманке из включений. Такое сходство объясняется «механическим захватом» отдельных кристаллов амфибола при взаимодействии базитовой и салической магм **[1]**.

Нами установлен U-Pb изотопный возраст цирконов из центральной части комбинированной дайки, который составил 279.4±2.6 млн лет, MSWD=1.2. U-Pb изотопный возраст цирконов из гибридной породы с ММЕ, определенный LA-ICP-MS методом в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), имеет два основных пика, первый – 272.7 млн лет, скорее всего, это возраст собственно самой дайки, и второй пик – 292 млн лет – возраст Калбо-Нарымского гранитоидного батолита, что очень хорошо согласуется с предшествующими данными **[2]**.

Полевые наблюдения и минералого-петрографические данные, полученные при изучении комбинированной дайки, позволяют сделать некоторые выводы.

1. Дайка образовалась в результате последовательного внедрения базитового и салического расплавов в одну и ту же трещину. Внедрение салического (граносиенитового) расплава произошло до полной консолидации базитовой дайки, о чем свидетельствует отсутствие зон закалки на их контакте. Такие соотношения принято называть «дайка в дайке».

2. Захват салическим расплавом мафических включений произошел, вероятно, на пути магмы к поверхности, возможно, в результате пересечения магмопроводников. Судя по разной степени раскристаллизации включений, этот захват происходил как минимум дважды.

3. Кроме механического захвата фрагментов базитового расплава (mingling) имело место химическое взаимодействие двух магм (mixing), результатом которого стали гибридные мон-

цониты, образование которых, вероятно, происходило на уровне консолидации дайки, чему способствовало несколько факторов: а) «горячие» вмещающие калбинские граниты; б) значительная мощность дайки, имеющей к тому же горячие краевые части; в) пониженная температура базитового расплава, состав которого в целом близок к андезибазальту.

4. Минглинг-дайки, завершающие позднепалеозойский этап гранитоидного магматизма Восточного Казахстана, являются прямым свидетельством участия мантийных магм в формировании Калбинского батолита.

Исследования выполнены при поддержке РНФ, грант № 26-17-00119, и в рамках госзадания ГИН СО РАН по проекту 126020216342-3.

[1] *Collins W.J., Richards S.R., Healy B.E. et al*. Origin of heterogeneous mafic enclaves by two-stage hybridisation in magma conduits (dykes) below and in granitic magma chambers // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 2000. № 91. P. 27–45.

[2] *Kotler P., Khromykh S., Kruk N. et al*. Granitoids of the Kalba batholith, Eastern Kazakhstan: U-Pb zircon age, petrogenesis and tectonic implications // Lithos. 2021. V. 388–389. 106056. doi:10.1016/j.lithos.2021.106056.

[3] *Khromykh S.V., Vishnevskiy A.V., Kotler P.D., et al*. The Kalba batholith dyke swarms (Eastern Kazakhstan): Mafic magmas effect on granite formation // Lithos. 2022. V. 426–427. 106801. doi:10.1016/j.lithos.-2022.106801.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 38–40

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА В ВЕНДЕ – ПАЛЕОЗОЕ: ТЕКТОНИКА ПЛИТ И ПЛЮМ-ТЕКТОНИКА

М.М. Буслов

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

В работах Н.Л. Добрецова и коллег **[1–4 и др.]** рассмотрены проблемы глобальной геодинамики Земли на основе двухуровневой модели: а) тектоника литосферных плит отражает движение плит, ответственных за открытие и закрытие океанов, образование зон субдукции и коллизии, переходящих в складчатые пояса, и обусловлена в основном конвекцией в астеносфере; б) тектоника плюмов позволяет судить о процессах в более глубинных оболочках (прежде всего о поднятии плюмов от границы ядро – мантия) и объясняет общую направленность и цикличность в развитии Земли. Термин «тектоника плюмов» был введен Ш. Маруяма **[5, 6]**, который определил тектонику плит как тектонику горячих полей, связанных с мантийными струями (плюмами) и регулирующих глобальную геодинамику.

Главной дискуссионной проблемой тектоники плит остаются нерешенные вопросы геологического строения и геодинамической эволюции крупнейшего в мире венд-палеозойского Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Согласно представлениям **[7–9 и др.]**, ЦАСП трактуется как результат венд-палеозойской субдукции Палеоазиатского океана под Сибирский, Восточно-Европейский и Казахстанский континенты, по обрамлению которых предполагается образование нескольких разновозрастных складчатых зон в результате последовательной аккреции островных дуг, докембрийских микроконтинентов и фрагментов океанической коры к указанным континентам. Докембрийские микроконтиненты рассмотрены как фрагменты суперконтинента Гондвана, раскол которого под воздействием суперплюма привел к формированию плиты Палеоазиатского океана. По представлениям **[10, 11 и др.]**, ЦАСП трактуется как результат единой вендско-палеозойской субдукции Палеоазиатского (Туркистанского) океана под Восточно-Европейский и Сибирский кратоны, по обрамлению которых была сформированы островные дуги, соответственно Кипчак и Тувино-Монгольская. Ассоциирующие с ними докембрийские блоки (микроконтиненты) рассмотрены как фрагменты кратонов, отколовшиеся при раскрытии задуговых бассейнов. В течение палеозоя в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации островных дуг, выраженные в формировании крупных ороклинальных изгибов (казахстанского и монгольского) и крупноамплитудных сдвигов. Сложно деформированная структура обозначена термином «алтаиды», стиль формирования которых сравнивается с окраинно-континентальными образованиями Тихого океана.

В последнее время в структуре ЦАСП выделены **[12 и др.]** Казахстанско-Байкальский коллизионный и Бощекуль-Чингиз-Алтай-Саянский аккреционный орогены в обрамлении Сибирского кратона (рисунок). Современными аналогами формирования коллизионного и аккре-ционного орогенов являются конвергентные зоны тектонического взаимодействия, соответственно Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит друг с другом и Юго-Восточной Евразией, которые отображают особенности формирования индо-атлантического и тихоокеанского глобальных тектонических сегментов Земли в венде – палеозое **[13]**. Казахстанско-Байкальский коллизионный ороген сформирован в венде – палеозое в результате субдукции тектонической плиты Палеоазиатского океана под Сибирский кратон с востока. Отличительной чертой коллизионного орогена является сложная структура, включающая фрагменты океанической коры и докембрийские Гондванские микроконтиненты с фрагментами гренвильской орогении. Обломочный гренвильский циркон (1.3–0.9 млрд лет) широко встречается в венд-палеозойских осадочных породах различных геодинамических обстановок коллизионного орогена. В венде – раннем ордовике Гондванские микроконтиненты (Тувино-Монгольский, Центрально-Тяньшаньский, Актау-Джунгарский, Кокчетавский и др.) погрузились под Казахстанскую (Кипчакскую) и Тувино-Монгольскую островные дуги, обрамляющие Сибирский кратон с востока. В результате к началу

ордовика они объединились и создали составной Казахстанско-Байкальский континент, восточная часть которого была отделена задуговым океаническим бассейном от Сибирского кратона. В дальнейшем, в ордовике – силуре, океанический бассейн субдуцировал на юг под составной континент, представленный венд-кембрийской Таннуольской островной дугой и докембрийским Тувино-Монгольским микроконтинентом, что привело к формированию Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонской сутурно-сдвиговой зоны. Она состоит из фрагментов венд-раннепалеозойской океанической коры задугового бассейна, ордовикских голубых сланцев и ордовикско-силурийских турбидитов, позднесилурийско-девонских коллизионных метаморфических пород и гранитов. Сутурно-сдвиговая зона отделяет коллизионный ороген от шельфа задугового бассейна, расположенного в северной части Алтае-Саянской складчатой области на юго-западном обрамлении Сибирского кратона.

Бощекуль-Чингиз-Кузнецко-Алтайский аккреционный ороген сформирован в венде – палеозое в результате субдукции тектонической плиты Палеопацифики под Сибирский кратон с запада. Ороген состоит из позднепротерозойско-раннеордовикской Кузнецко-Алтайской, палеозойских Салаирской, Чингиз-Тарбагатайской, Бощекуль-Чингизской, Жарма-Саурской, Горно-Алтайской островных дуг и их аккреционных комплексов (северная часть Алтае-Саянской складчатой области и Тува, Россия, северо-восточная и восточная часть Казахстана, Северо-Западный Китай). В аккреционном орогене широко представлены фрагменты венд-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий, а также турбидиты глубоководных желобов. Отличительной чертой аккреционного орогена является отсутствие докембрийских блоков Гондваны, и как результат, отсутствие обломочных цирконов гренвильского возраста в представляющих его венд-палеозойских осадочных породах различных геодинамических обстановок.

Индо-атлантическому сегменту свойственны процессы образования и распада суперконтинентов, а также неоднократное образование и закрытие океанов. В результате субдукции формируются коллизионные орогены, в которых совместно с фрагментами океанической коры участвуют различные по размерам блоки докембрийской континентальной коры с характерными складчатыми поясами гренвильского возраста (1.3–0.9 млрд. лет), сформированными в период сборки суперконтинента Родиния **[14]**. Для тихоокеанского сегмента характерна длительная и сложная тектономагматическая эволюция огромной океанской плиты и сложных субдукционно-аккреционных процессов наращивания ювенильной коры окружающих континентов. В результате субдукции формируются аккреционные орогены, содержащие фрагменты океанической коры и островных дуг.

Пояса гренвильского возраста образовались в результате столкновения (сборки) Атлантики (Амазония, Ла Плата, Конго, Западная и Северная Африка) и Нуны (Лаврентия, Балтика, Сибирь и Антарктида) с формированием суперконтинента Родиния. Считается, что погружение тектонических плит в зоны субдукций привело к накоплению слэбов в переходной зоне мантии, что спровоцировало образование Тихоокеанского мантийного суперплюма под Родинией. В результате его воздействия проявился континентальный рифтогенез Родинии в период 825–750 млн лет назад с эпизодическими ускорениями в 825, 780 и 750 млн лет назад **[4, 6, 14]**. Распад Родинии и обособление континентальных блоков Гондваны и Лаврентии, как считается, произошли в период 750–600 млн лет и привели к открытию Тихого океана. Примерно в то же время начался рифтогенез в Южной Родинии в пределах Амазонии, Конго, Западной и Северной Африки, Аравии-Нубии. Лаврентия отделилась от Амазонии-Балтики в период 600–550 млн лет назад с открытием океана Япет на месте гренвильского орогена. Окончательный отрыв Сибири от Лаврентии произошел около 750 млн лет назад **[4, 6, 14]**.

Работа выполнена по госзаданию ИГМ СО РАН (FWZN-2026-0018).

[1] *Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.

[2] *Добрецов Н.Л.* Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. 2010. Т. 5. С. 761–784.

[3] *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г, Кирдяшкин А.А*. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 409 с.

[4] *Добрецов Н.Л.* Взаимодействие тектоники плит и тектоники плюмов: вероятные модели и типичные примеры // Геология и геофизика. 2020. Т. 61, № 5–6. С. 617–647.

[5] *Maruyama S.* Plume tectonics // Journal of the Geological Society of Japan.1994. V. 100. P. 24–49.

[6] *Maruama S., Santosh M., Zhao D.* Superplume, supercontinent and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle boundary // Gondwana Research. 2007. V. 11. P. 7–37.

[7] *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М*. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
[8] *Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др*. Геодинамическая эволюция западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.
[9] *Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др*. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 59–75.
[10] *Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S*. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.
[11] *Xiao, W., Windley, B., Sun, S., et al*. A tale of amalgamation of three collage systems in the Permian – Middle Triassic in Central- East Asia: Oroclines, sutures, and terminal accretion // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2015. V. 43, № 1. P. 477–507.
[12] *Буслов М.М*. Тектоническое районирование Центрально-Азиатского складчатого пояса и палеогеодинамические реконструкции: актуальный обзор // Геология и геофизика. 2026 (в печати).
[13] *Моссаковский А.А., Пущаровский Ю.М., Руженцев С.В*. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.
[14] *Li Z., X. Bogdanova S. V., Collins A.S., Davidson A. et al*. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Research. 2008. V. 160, № 1–2. P. 179–210.

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

2026. Выпуск 24. С. 41–42

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ Cu-Mo-Au ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ АКСУГСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

В.А. Ванин

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Аксугское Au-Cu-Mo-порфировое месторождение расположено в Северо-Восточной Туве, на южном склоне Восточного Саяна в зоне сочленения с Западным Саяном по Кандатскому разлому. В тектоническом плане район входит в Хамсаринскую зону – сегмент венд-раннекембрийского островодужного пояса Алтае-Саянской области.

В геологическом строении участвуют гранитоиды ольховского (ранний кембрий), маинского (ранний – средний кембрий) и аксугского (~522 млн лет) **[1]** комплексов, осадочно-вулканогенные образования хамсаринской толщи и толтаковской свиты (средний девон). Рудовмещающими породами являются гранитоиды аксугского комплекса. Возраст оруденения – 512 млн лет (Re-Os метод) **[1]**.

Наиболее крупной структурой рудного поля является Кандатский разлом, который протягивается в широтном направлении в центральной части территории. Зафиксированная мощность разлома составляет ~1000 м. Падение сместителя субвертикальное (65–85°), фиксируются наклоны плоскостей сместителя как на север, так и на юг. Разлом выражен пластическими (складчатость, сланцеватость) и хрупкими (трещиноватость) деформациями. В зоне влияния Кандатского разлома выделяются два этапа пластических деформаций – D_1 и D_2.

Этап D_1 протекал в условиях сжатия с юг-юго-восточной ориентировкой главной оси напряжений (σ_1). Образованы складки F_1-подобные и флексурные складки течения, сформированные сдвиговыми движениями, их приразломная природа устанавливается по субвертикальному залеганию осевых поверхностей и шарниров. Сформирован кливаж осевой поверхности (S_1) с простиранием 70–90°, простирание шарниров складок – 70–90° ∠65–85°. Вертикальный кливаж осевой плоскости (ОП) указывает на правосторонние подвижки по разлому.

Этап D_2 сформировал складчатость F_2 – дисгармоничные складки течения Z-образной, флексурной и коробчатой морфологии. В складки смята сланцеватость S_2, межсланцевое пространство выполнено кварцем. Шарниры крутые (65–80°), простирание осевых поверхностей 70–110°. Складки F_2 наложены на F_1 по механизму superposition с секущим пересечением, при этом слабо деформируют ранние структуры. Это указывает на смену оси главного сжатия (σ_1) на юг-юго-западное направление. Диагностированы левосторонние напряжения.

Рудоконтролирующая структура – Ак-Сугский разлом. Он является оперяющим по отношению к Кандатскому разлому. Доминирующее северо-восточное простирание: азимуты падения 320–350° и 130–145° при субвертикальных углах (70–85°), реже до 45°. Мощность ~900 м. Разлом представлен двумя типами рудовмещающих элементов – плоскостями сланцеватости и системой трещин. Вдоль сланцеватости развита вкрапленно-прожилковая сульфидная минерализация (пирит-халькопиритовая ассоциация). Трещины также выполнены сульфидами; азимуты падения рудных трещин: 305–335° ∠ 80–85° и 130° ∠ 85°. Приуроченность сульфидной минерализации к этим элементам указывает на структурный контроль оруденения. Локализация рудных зон исключительно в гранитоидах аксугского комплекса свидетельствует и о литологическом контроле.

Структурные наблюдения позволили реконструировать эволюцию деформационного режима. Формирование Кандатской разломной зоны происходило в два этапа (D_1 и D_2), разделенных сменой кинематического режима. На этапе D_1 в условиях субмеридионального сжатия с правосторонней кинематической составляющей развивался парагенез – кливаж ОП и складки F_1. Переход к D_2 маркируется сменой правосторонних движений на левосторонние, что привело к формированию самостоятельной системы складок F_2 по механизму наложения с секущим пере-

сечением. Механизм реализован при повторной активизации разлома, сопровождавшейся образованием плоскостей сланцеватости и последующим межсланцевым заполнением кварцем. Дисгармоничные и коробчатые складки указывают на продолжающееся нарастающее сжатие. На F_1 был наложен разлом, выраженный сланцеватостью, затем плоскости сланцеватости и кварцевые прожилки деформированы с образованием складок F_2, их морфология усложнялась, отмечается будинирование кварцевых жил.

Таким образом, рассматриваемый объект является примером порфирового месторождения, в пределах которого проявлен структурный и литологический контроль рудных зон. Au-, Mo- и Cu-минерализация пространственно приурочена к зоне Аксугского разлома – именно к участку его пересечения с гранитоидами аксугского комплекса.

[1] *Берзина А.Н., Берзина А.П., Гимон В.О*. Медно-порфировое месторождение Ак-Суг (Северо-Восточная Тува): хронология магматизма и рудообразующих процессов (U-Pb, Re-Os изотопные данные) и металлогенические следствия // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 9. С. 1060–1075.

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

2026. Выпуск 24. С. 43–46

ЛИТИЕНОСНЫЕ ГЛИНЫ И РАССОЛЫ ОТЛОЖЕНИЙ РАННЕГО КЕМБРИЯ ЛЕНО-ТУНГУССКОЙ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.Г. Вахромеев[1], М.А. Данилова[1,2], Н.В. Мисюркеева[1]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН
[2] Иркутск, Сибирская школа геонаук ИРНИТУ

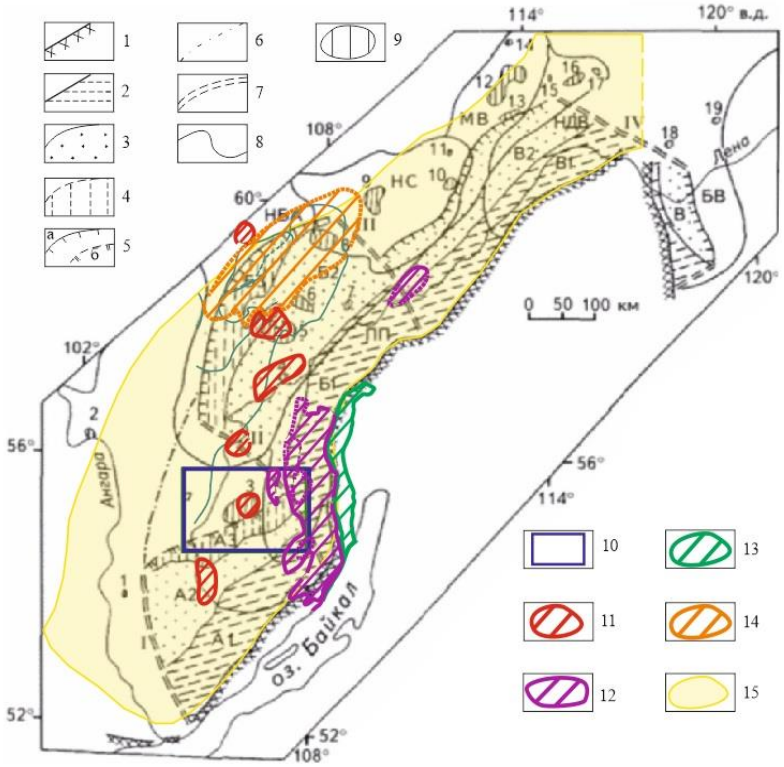
На основе глубокого анализа закономерностей размещения полезных ископаемых на Сибирской платформе и обрамляющих ее складчатых систем выдающийся сибирский ученый-геолог М.М. Одинцов выделил Ангаро-Вилюйский рудный пояс **[1, 2]**. Сибирская платформа (СП) – крупнейшая редкометалльная (K, Li, Rb, Cz) металлогеническая провинция. Здесь обнаружены все главные типы литиеносного сырья – промышленные редкометалльные рассолы, лимнические глинистые толщи по вулканическим породам, рудные минералы лития (сподумен, петалит, цинвальдит) в изверженных массивах горно-складчатого обрамления кратона. По содержанию Li промышленные рассолы СП уступают только Чилийскому Салару-де-Атакама. Крупнейшие месторождения мира миоцен-четвертичного возраста сосредоточены в лимнических отложениях и/или рассолах озер. Они располагаются вблизи конвергентных границ литосферных плит, геодинамически активных в течение последних 25 млн лет: на северо-западе Анатолийского п-ова, в областях активных западных окраин Южной и Северной Америки, в Тибете.

Результаты исследований **[3]**, геодинамические модели сопоставлены с историей геологического развития геодинамического ЮВ краевой области Сибирского кратона (СК). Здесь также выделены главные этапы коллизии, изучены масштабные геодинамические процессы на конвергентных границах юго-восточного фланга кратона **[4, 5, 10]**. В позднем палеозое Сибирская платформа претерпела интенсивную тектоническую реактивацию, связанную с закрытием Палеоазиатского и, позже в мезозое, Монголо-Охотского океанических бассейнов с последующей коллизией с Северо-Китайским кратоном. В поздней юре – мелу (~180–70 млн лет), согласно исследованиям **[4, 5]** в результате формирования Монголо-Охотского орогена на огромной территории Тянь-Шаня, Алтае-Саянского региона и Забайкалья, а также в южной части Сибирского кратона произошли сдвигово-надвиговые деформации и формирование горных поднятий при закрытии одноименного океанического бассейна, коллизии Северо-Китайского континента (Амурского супертеррейна) с Сибирским кратоном **[4, 5]**.

Складчато-надвиговая система Байкало-Патомского надвигового пояса – один из масштабных объектов коллизии континентального масштаба и, безусловно, геологическая причина важного, самостоятельного металлогенического этапа развития краевой области СК. Направленное изменение концентрации редких элементов может говорить о их миграции из определенных участков фундамента (твердой коры) и чехла в области, в которых имеет место их концентрирование, фиксируются максимальные значения калия, лития, рубидия, цезия, стронция, многих других рудных элементов. Важное значение имело также особое строение типичной магматогенно-гидротермальной системы (МГС) в осадочном чехле, где пневматолитово-гидротермальные процессы активно воздействуют на природные резервуары **[6]** и меняют строение карбонатных карстующихся коллекторов, а также состав хлоридных рассолов, обогащая его редкими щелочными и ЩЗМ металлами. В пользу этой модели говорят результаты многолетних полевых металлогенических исследований **[7]**, выполненные в южной части Сибирской платформы, в зоне влияния БАМ. В обнажениях притоков р. Киренги в нижнекембрийской галогенно-карбонатной формации Ангаро-Ленского краевого палеопрогиба был обнаружен новый генетический тип литиевой минерализации, возникший **[7]** в результате внедрения флюидонасыщенного раствора в осадочный покров платформы. Было установлено, что основными минералами лития являются гекторит и литиофорит. Представлены результаты исследования литологических и геохимических ассоциаций редких металлов, а также иттрия и иттербия в разрезах раннекембрийских отложений изучаемой литиевой минерализации. По мнению авторов **[7]**, «*…образование литиевой руды связано с палингенезом, который происходил во время надвига*

Байкальской складчатой структуры на фундамент платформы». Сообщается об *«очаговом гидротермальном изменении галогенно-карбонатных толщ. Литийсодержащие «флюидолитовые» месторождения и получаемые из них концентраты представляют собой комплексное сырье, содержащее Li, F, Y, Yb, Cr, Ba, Sr, Ni, Rb, Cs и другие ценные для промышленности компоненты».*

Модель формирования, развития МГС в осадочном чехле кратона, сложенном мощными отложениями солей и карбонатов, сульфатов, имеет свои особенности в сопоставлении с моделью-аналогом, разработанной по результатам изучения современных МГС активных вулканических областей **[6]**. Модель гидротермального обогащения природных резервуаров и распределенных в них хлоридных систем предполагает, что в осадочном чехле высокотемпературные термы последовательно растворяют солевые флюидоупоры, и одновременно идут процессы кипения в пародоминирующим резервуаре и формирования карбонатного и глубинного соляного карста. Процесс эвакуации пара как газовой фазы из рассолов позволяет концентрировать хлоридную систему и ионы металлов аналогично процессу концентрирования лития в лимнических толщах замкнутых котловин в аридных областях **[3]**.



Сопоставление схематической карты специальной металлогении лития в контурах Ангаро-Ленского палеопрогиба и коллизионной структуры Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса краевой юго-восточной части Сибирского кратона на основе геологических моделей А.В. Сметанина, 2000, и М.И. Тюменцевой, 2024 (подготовлено А.Г. Вахромеевым, Н.В. Мисюркеевой, М.А. Даниловой, А.И. Кура-ничевой, А.В. Левиным, А.В. Ощепковой).

1 – горный фронт; *2* – прифронтальная зона; *3* – промежуточная зона; *4* – передовая зона надвигового сектора; *5* – фронтальные ограничения платформенных надвиговых секторов с завершенным (а) и с незавершенным (б) циклом развития; *6* – прогнозируемая возможная граница надвигового пояса; *7* – боковые ограничения надвиговых секторов; *8* – контуры структур фундамента Сибирской платформы; *9* – месторождения нефти и газа (1–19); А1–А3 – зоны Предбайкальского надвигового сектора: А1 – Божеханская, А2 – Верхоленская, А3 – Жигаловская; Б1–БЗ – зоны Акиткано-Непского надвигового сектора: Б1 – Киренгская, Б2 – Марковско-Ичерская, БЗ – Непская; В, В1, В2 – зоны Предпатомского надвигового сектора: S – Березовская, В1 – Приленская, В2 – Ботуобинская; I–IV – боковые ограничения: I – Приангарское, II – Байкало-Усть-Кутское, III – Ичеро-Чайское, IV – Уринское; а – Ковыктинская зона разрушения осадочного чехла; структуры фундамента: НБА – Непско-Ботуобинская антеклиза, НС – Непский свод, МВ – Мирнинский выступ, ПП – Предпатомский прогиб, НДВ – Нюйско-Джербинская впадина, БВ – Березовская впадина; *10* – контур геолого-разведочных работ Ангаро-Ленского месторождения промышленных рассолов; металлогенические районы: *11* – литиевые рассолы; *12* – гекторитовые; *13* – пегматитовые (полилитионит-флюориовые); *14* – калийных солей; *15* – Ангаро-Ленский палеопрогиб.

Геологическое изучение литиеносных глинистых толщ и резервуаров промышленных рассолов Ангаро-Ленского краевого палеопрогиба затруднено наложенными геодинамическими процессами развития Байкало-Патомской складчатой области (БПСО). Наблюдается почти полное перекрытие территории Ангаро-Ленского палеопрогиба аллохтонными структурами Байкало-Патомского надвигового пояса (рисунок). Узлы и зоны локализации подтвержденной химико-аналитическими исследованиями литиевой минерализации в рассолах и глинистых толщах отложений раннего кембрия уверенно локализованы в области многоэтапной шарьяжно-надвиговой активности краевой области ЮВ части кратона, перекрыты надвиговыми пластинами аллохтона.

Опираясь на тектоническое районирование и металлогеническую специализацию этой части краевой области кратона **[8]**, мы наблюдаем как схожую картину металлогении металлов цинка, меди, свинца, так и картину распределения участков с аномальными концентрациями лития в глинистых толщах неясного генезиса и в концентрированных рассолах межсолевых карбонатных резервуаров раннего кембрия. Важно, что в ряде изученных объектов наблюдается концентрическая радиальная зональность в локализации зон литиевой минерализации. Это может указывать на сосредоточенную импульсную палеоразгрузку литиеносных растворов в осадочный чехол по зонам разуплотнения в фундаменте кратона **[7, 8]**.

Исследование распределения редких и рассеянных элементов в разрезе осадочного чехла (венд, венд – кембрий, кембрий) показало устойчивые пики концентраций этих элементов в карбонатно-сульфатно-глинистых породах первично-морского осадочного генезиса. Это одна из наиболее перспективных металлогенических зон в пределах Лено-Тунгусской минерагенической зоны, что может быть показателем синхронных событий подводного вулканизма в краевой области восточной границы Сибирского кратона и показателем привноса этих элементов в лагуны осадочных бассейнов кембрия. Далее редкие металлы концентрировались в рассолах этих продуктивных горизонтов **[9]**.

Распределение лития и других редких элементов в рассолах глубоких горизонтов изучено недостаточно и делать выводы о закономерностях регионального распределения этих элементов в природных резервуарах пока затруднительно.

Согласно **[7]**, результаты металлогенических исследований позволяют предположить, что образование литиевых руд в глинистых толщах связано с палингенезом, который происходил во время надвига Байкальской складчатой структуры на фундамент платформы. Данные ГРР на промышленные рассолы в Ангаро-Ленском палеопрогибе корректно укладываются в эту модель.

Геологическое строение кайнозойских замкнутых депрессий в Прибайкальском прогибе по истории развития имеет сходство с кальдерными депрессиями и саларами Южной и Северной Америки, Тибета, где в лимнических толщах шло концентрирование лития, бора и других редких элементов, поставляемых по глубинным субвертикальным разломным зонам гидротермальными растворами от активных магматических очагов в верхнюю кору. Это важный аргумент в пользу поиска геологических аналогий древних объектов СК при сопоставлении с молодыми **[3]** геодинамически активными областями.

Механизм «работы» магматогенно-гидротермальных систем связан с тепловой энергией магматических очагов и одинаков для современных и древних зон субдукции и коллизии. Следуя моделям **[3]**, редкометалльную продуктивность следует ожидать от контаминированных и палингенных магм, и это в значительной мере соотносится с идеей формирования вторичных магм в коллизионных процессах восточной окраины кратона.

Рудоконтролирующая роль магматогенно-гидротермальных систем не ограничивается известными полиметаллическими, железорудными на СП **[1, 2]** или месторождениями благородной минерализации в ЦАСП, но проявилась и в системах хлоридных рассолов и перекрывающих их глинистых флюидоупоров.

В основу металлогении литиеносного сырья – редкометалльных промышленных рассолов и глин СП – положена гипотеза первично-мантийного источника обогащения литием верхней коры кратона в результате щелочного, кимберлитового и базитового магматизма по термохимической модели пермско-триасовых мантийных плюмов Евразии (Добрецов, 2010) и модели коллизионного магматизма восточной краевой области кратона в результате геодинамических событий венд-палеозойского этапа закрытия ПАО и этапа мезозойской коллизии Сибирского кратона с Северо-Китайским кратоном **[4, 5]**.

[1] *Одинцов М.М.* Ангаро-Вилюйский рудный пояс Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1980. 109 с.

[2] *Egorov K.N., Mikhail M. Odintsov's* Contribution to development of the mineral and raw materials complex of the Eastern Siberia // Geodynamics & Tectonophysics. 2011. V. 2, № 4. P. 325–340. doi:10.5800/GT-2011240048.
[3] *Романюк Т.В., Ткачева А.В.* Геодинамический сценарий формирования крупнейших мировых неоген-четвертичных бор-литиеносных провинций. М.: Светоч Плюс, 2010. 304 с.
[4] *Гладкочуб Д.П. и др*. Фанерозойский базитовый магматизм южного фланга Сибирского кратона и его геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2010, Т. 51, № 9. С. 1222–1239.
[5] *Buslov M.M. и др*. Tectonotermal evolution of the Zagan metamorfhic cjre complex in TransBaikalia as a result of the Cretaceous – paleocene Mongol-Okhotsk post-collisional orogen destruction // Geodynamics & Tectonophysics. 2023. V. 14, № 4. 0708.
[6] *Рычагов С.Н*. Гигантские газо-гидротермальные системы и их роль в формировании пародоминирующих геотермальных месторождений и рудной минерализации // Вулканология и сейсмология. 2014. № 2. С. 3–28.
[7] *Tyumentseva M.I., Akulov N.I, Melnikov A.I*. New genetic type of lithium mineralizationю // Solid Earth Sciences. 2024. V. 9, № 3. 100194. doi:10.1016/j.sesci.2024.100194.
[8] *Барышев А.С., Егоров К.Н., Кошкарев Д.А*. Минерагенические зоны юга Сибирской платформы // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2009. № 1 (34).
[9] *Alexeev S.V., Alexeeva L.P., Vakhromeev A.G*. Brines of the Siberian platform (Russia): Geochemistry and processing prospects // Applied Geochemistry. 2020. V. 117. 104588.
[10] *Кузьмин М.И., Корольков А.Т., Дриль С.И., Коваленко С.Н*. Историческая геология с основами тектоники плит и металлогении: Учебное пособие. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2000. 288 с.

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

2026. Выпуск 24. С. 47–49

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УЧАСТКА МИХАЙЛОВСКОГО ПАНИМБИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Ю.М. Вершинин, П.А. Тишин

Томск, Национальный исследовательский Томский государственный университет, vurij06@gmail.com, tishin_pa@mail.ru

Месторождение золота Панимба, расположенное в пределах одноименного рудного узла, является одним из многочисленных примеров так называемых орогенных золоторудных месторождений Енисейского кряжа. В последнее время эти объекты привлекают внимание значительного числа исследователей, в основном в виду дискуссионности вопроса источника и генезиса золота на этих объектах **[1]**. Решить этот вопрос, по нашему мнению, не представляется возможным без понимания структурно-тектонической эволюции подобных объектов. Панимбинский рудный узел приурочен к южной части Панимбинского антиклинория, характеризующегося купольно-надвиговым строением. Общая купольно-надвиговая структура Панимбинского антиклинория осложняется проявлением сдвиговых деформаций вдоль серии разломов северо-западного направления. Наиболее южной структурой второго порядка Панимбинского антиклинория является Верхнечиримбинский купол. В структурах южного крыла купола локализуются основные рудоносные комплексы Панимбинского узла. Структура Чиримбинского блока, являющегося составной частью обозначенного выше крыла, определяется развитием Панимбинско-Шалактинской надвиговой системы, ограниченной на западе Панимбинско-Челбухтинским взбросом и Панимбинской зоной смятия на востоке. Основной золотоносный потенциал Панимбинского рудного узла сосредоточен в пределах Верхнепанимбинского фрагмента Панимбинско-Шалакитской надвиговой системы, основные структуры которого осложняются наложенными пликативными и дизъюнктивными деформациями **[2, 3]**. Для определения характера данных нарушений, их пространственной позиции и последовательности проявлений нами было проведено изучение внутренней структуры Панимбинского узла на примере участка Михайловского. Исследования, как и в предыдущие годы, когда подобные исследования проводились на участке Золотом, базировались на основе данных полевой документации разведочных траншей и керна буровых скважин. Особое внимание уделялось определению пространственной ориентировки различных структурных элементов и анализу кинематических индикаторов (асимметрии мезоскладок, флексур, микроплойчатости, кинк-бандов, зон пластического течения и др.), а также реконструкции крупных структурных форм **[4]**. На заключительном этапе исследования была установлена последовательность формирования структур участка Михайловского.

Участок Михайловский локализован в центральной части Панимбинского рудного узла. Его геологическое строение определяется развитием надвиговых и/или взбросовых деформаций вдоль литологических границ на западном крыле Панимбинской синклинали. Указанные особенности определяют общее моноклинальное залегание разреза средне- и верхнекординской подсвит, осложненное серией секущих разломов северо-восточного и меридионального простирания. Геологическое строение участка Михайловского определяется его приуроченностью к западному крылу Панимбинской синклинали второго порядка. В связи с этим структурный план участка характеризуется преобладанием выдержанного субмеридионального и северо-северо-восточного простирания основных тектонических элементов с преобладанием разрывных нарушений как вязкопластической, так и хрупкой природы. Пликативные деформации здесь характеризуются резко подчиненным значением и представлены внутрислоевыми и приразломными складками волочения. Разрывные нарушения участка Михайловского представлены четырьмя основными разломными системами, которые представлены нарушениями второго и третьего порядка и более высокопорядковыми структурами. Основные разломные системы диагностируются по проявлениям мощных зон дезинтеграции, сопровождающимся зонами смятия и наличием значимых смещений маркирующих горизонтов. В результате исследования было

установлено несколько групп разрывных нарушений. Первая группа разломов представлена серией субслоевых срывов третьего порядка вдоль западного крыла Панимбинской синклинали (Карбонатный, Углеродистый, Амфиболитовый разломы). Основным представителем второй группы разломов является меридиональный взброс второго порядка, а также западный взброс. Третью группу представляет пара нарушений, объединенная в Северо-Восточную группу разломов второго порядка. Северо-западные структуры представлены западным флангом серии разломов Северной группы.

Каркасные модели продуктивных минерализованных зон, построенные по данным буровых работ 2006–2010 и 2022–2025 гг., фиксируют субсогласную ориентировку границ рудных тел по отношению к преобладающему залеганию элементов первичной слоистости, метаморфической полосчатости и сланцеватости, а также поверхностям сместителей Углеродистого и Амфиболитового разломов. Обращает на себя внимание близкая ориентировка полюсов модельных триангуляционных поверхностей рудных залежей с позицией векторов растяжения σ_3. Подобные взаимоотношения подчеркивают систематическое раскрытие первично-осадочных (S_0) и метаморфических (S_1 и S_2) структурных элементов, способствующее увеличению коллекторской емкости рудовмещающей толщи на протяжении всей ее деформационной истории. Прямым следствием этих процессов выступает ориентировка кварцевых жил и прожилков, обнаруживающая конформное залегание относительно деформационных структур как вязкопластического, так и хрупкого типа. При этом особенности ориентировки кварцевых прожилков в пределах рудных тел обнаруживают более строгие зависимости, которые определяются формированием пяти основных максимумов: I – аз. пад. 95°, ∠35°; II – аз. пад. 135°, ∠50°; III – аз. пад. 195°, ∠65°; IV – аз. пад. 220°, ∠35°; V – аз. пад. 90°, ∠75°. Максимумы I и II фиксируют прожилки, субсогласно залегающие по отношению с сланцеватости S_2 и элементам первичной неоднородности S_0 соответственно. Максимумы III и IV отражают прожилки, ортогонально ориентированные по отношению к сланцеватости S_2 и поверхностям сместителей Углеродистого и Амфиболитового разломов, отражая основные направления перемещения по ним: максимум III отражает взбросовую фазу, максимум IV – сдвиго-взбросовую. Максимум V является самым представительным и фиксирует прожилки в косо ориентированные по отношению как к протополосчатости (S_0), так и к приразломной сланцеватости S_2, в обоих случаях эти прожилки отклоняются от них на угол 40–50°. Кроме того, полюсы указанных прожилков располагаются субпараллельно вектору растяжения σ_3 при развитии левосдвиговых сдвиговых деформаций вдоль разломов Северо-Восточной с сопряженной с ней Северной группой. Таким образом, можно предполагать, что основная фаза накопления золота на участке Михайловском связана с активизацией скалывающих систем разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Это способствовало раскрытию меридиональных структур, в частности поверхности Меридионального взброса, которая выступила в качестве крупной трещины отрыва. Если предположить, что основной подводящий канал приурочен к зоне пересечения разломов Северо-Восточной группы и Меридионального взброса, то последняя структура способствовала горизонтальному распространению рудных флюидов с их последующим осаждением в метапелитах сланцевато-полосчатого метаглинисто-алевритового горизонта.

Анализ структурных данных в рамках малых структурных форм позволил выделить следующие стадии формирования структуры участка. Первая стадия реализовывалась в условиях ярко выраженного северо-восточного – юго-западного сжатия. Данная стадия связана с формированием Панимбинской синклинали и заложением на ее западном крыле серии субслоевых взбросов – Карбонатного, Углеродистого и Амфиболового разломов, вдоль границ слоев и горизонтов контрастного минералогического состава. По мере развития деформаций на данной стадии фиксируются локальные изменения поля напряжений. При этом ранние фазы характеризуются правосторонней сдвиго-взбросовой кинематикой с пологим погружением осей сжатия (σ_1) в юго-восточном направлении, а осей растяжения (σ_3) – в северном. На более поздних стадиях фиксируется усиление роли взбросовой составляющей, что отражается в выполаживании ориентировки σ_1 и инверсии вектора σ_3 в юго-восточные румбы. Вторая стадия характеризуется активизацией взбросо-надвиговых перемещений с развитием рамповых взбросов (Меридиональный и Западный разломы второго порядка). Реализация данных деформаций осуществлялась в условиях субгоризонтального широтного сжатия и субвертикального растяжения. Третья стадия деформаций выражена в активизации сопряженных разломов второго порядка Северо-Восточной и Северной группы, при этом для Северо-Восточной группы характерна левосдвиговая кинематика, а для Северной группы – правосторонняя сдвиго-взбросовая. Данные деформации

реализовывались в условиях меридионального сжатия и субширотного растяжения. На фоне развития деформаций этой стадии фиксируется формирование крутопадающей субширотной сланцеватости кливажного типа. Кроме того, активизируются перемещения вдоль Карбонатного, Углеродистого и Амфиболитового разломов. При этом перемещения по разломам осуществляются уже в сбросовом режиме, что наиболее наглядно демонстрирует субвертикальная ориентировка осей сжатия в зоне влияния Карбонатного разлома.

[1] *Рябуха М.А*. Флюидный режим и возраст формирования орогенных месторождений золота Енисейского кряжа (на примере Богунайского, Герфердского и Панимбинского золоторудных месторождений): Дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, 2023. 320 с.

[2] *Сазонов А.М., Некрасова Н.А., Сильянов С.А*. Геология и генезис месторождения золота Панимба (Енисейский кряж). Красноярск: СФУ, 2021. 184 с.

[3] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:200000. Лист O-46-IV. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.

[4] *Вершинин Ю.М., Тишин П.А., Кунгулова Э.Н., Лихман А.М*. Структурные неоднородности рудовмещающей метаморфической толщи Панимбинского месторождения // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы XII Всероссийской петрографической конференции с международным участием, посвященной 90-летию со дня рождения А.И. Гончаренко (24–26 ноября 2025 г.). Томск: ООО "Вайар", 2025. Вып. 12. С. 17–26.

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

2026. Выпуск 24. С. 50–52

РАЗРЕЗЫ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА Р. ТУРКА

Л.И. Ветлужских

Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, L_vetla@mail.ru

Разрезы палеозойских отложений, главным образом кембрийских, входят в Курбино-Туркинскую структурно-фациальную зону (СФЗ) нижнепалеозойского осадконакопления. К настоящему времени в Курбино-Туркинской СФЗ известные с первых двухсоттысячных съемок стратиграфические схемы претерпели значительные изменения. К началу нынешнего века разрез нижнего палеозоя был представлен венд-кембрийской (томмотский? ярус) андреевской (балбагарской?), курбинской (атдабанский ярус) свитами и пановской серией в возрастном интервале ботомский ярус нижнего кембрия – ордовик – силур **[1, 2]**. Андреевская (балбагарская) свита (1500 м по Э.Н. Зеленому) представлена преимущественно различными сланцами и песчаниками, реже известняками с биопроблематиками, отпечатками трилобитов, брахиопод и ходами илоедов, обнаруженными на поверхностях напластования филлитовидных сланцев и известняков в 300–500 м к северо-западу от устья р. Б. Пановка в бортовых врезах лесовозной дороги. Отложения андреевской свиты формируют эвксинскую сравнительно глубоководную биофацию (I–II стандартные фациальные пояса по Дж.Л. Уилсону **[3]**.

Курбинская свита (1800–2000 м) состоит преимущественно из известняков, в нижней части разреза отмечаются доломиты со строматолитами (небольших размеров), встречаются (особенно в верхней части разреза) маломощные (до 0.6 м) прослои филлитовидных сланцев, песчаников, гравелитов и внутриформационных конгломератов. Породы свиты формировались, по-видимому, у подножия склона шельфа ниже уровня действия штормовых волн, но, тем не менее, известняки сильно засорены пелитоморфными и песчано-алевритистыми примесями, цвет известняков серый, темно-серый, наблюдаются косая слоистость и стилолитовые швы. Последние, вероятно, являются следствием стратиграфической конденсации слоев в разрезе курбинской свиты. Отложения раннего палеозоя вышеназванных свит вскрываются естественными обнажениями по правому борту р. Ямбуй (правый приток р. Турка) на расстоянии примерно 15 км (от района устья кл. Андреева и не достигая устья р. Ямбуй 2.0–2.5 км). Курбинская свита в этом разрезе вскрыта на расстоянии 6.0–6.5 км (от района устья р. Мал. Пановка вниз по течению р. Ямбуй). Отложения свиты сильно дислоцированы дезъюнктивами и представлены серией сопряженных блоков, порядок напластования которых устанавливался достаточно условно. Учитывая это и факты стратиграфической конденсации слоев, правомерно предполагать, что мощность курбинской свиты завышена. Свита охарактеризована ископаемыми организмами (водорослями и археоциатами). Археоциаты – *Coscinocyathus* ex gr. *diantus* Born., *Coscinocyathus* sp., *Fransuasocyathus* cf. *subtumuiathus, Tumulocyathus* sp., *Ajacicyathus* sp., *Archeclinthus* sp., *Archeolinthus* cf. *sibiricus* (Toll), *Archeolinthus* ex gr. *polaris* Vologd., *Uralocyathus* sp., *Robustocyathus* ex gr. *polyseptaius* Vologd., *Aiacicyathidae* fam. indet., которые, по мнению М.М. Язмира, характеризуют верхи алданского надъяруса, атдабанский ярус. Отложения курбинской свиты в бассейне р. Ямбуй характерны для кратонной биофации (3(?)–4 стандартные фациальные пояса по Дж.Л. Уилсону **[3]**).

Контакт курбинской свиты с вышележащей (по ископаемым организмам) пановской серией **[1, 2]** тектонический. В составе пановской серии мощностью свыше 3100 м выделяли три свиты – ямбуйскую, бадотинскую и зумбурукскую. Ранее Б.А. Далматов пановскую серию рассматривал в качестве свиты и подразделял ее на три подсвиты: нижнепановскую, среднепановскую, верхнепановскую. Свиту можно рассматривать аналогом выделенной им в 1987 г. серии, а подсвиты, соответственно, свитами ямбуйской, бадотинской и зумбурукской.

Ямбуйская свита (1000–1300 м), ботомский-тойонский ярусы нижнего кембрия. Конгломераты, конглобрекчии, алевросланцы, прослои песчаников и известняков с остатками ископаемых водорослей, микрофитолитов и археоциат, а в верхах разреза – трилобиты тойонского яруса *Chondragraulos* aff. *necopinata* Egorova, *Binodaspis* cf. *suvorovae* Repina, *Binodaspis* sp., *Jakutus* sp.,

Ogygopsis sp., водоросли, фрагменты археоциат и представителей типа Coelenterata (определение К.Б. Кордэ).

Бадотинская свита (800 м). Средний – верхний кембрий (амгинский+майский-аюсаканский ярусы+верхний отдел кембрия нерасчлененный). Фаунистически охарактеризованные отложения среднего и верхнего кембрия слагают широкую полосу к северо-востоку от р. Ямбуй до верховьев руч. Зумбуруки. Разрез в целом представлен чередованием пачек ламинитовых известняков и сланцев неясного генезиса.

Наиболее полно разрез свиты представлен в бассейне р. Сухая Бадота (правобережный приток р. Турка). Контакт с подстилающими породами тектонический (?). По естественным выходам предполагается следующая последовательность напластования пород (снизу):

1. Известняки темно-серые алевритистые, окремненные с трилобитами – *Proasaphiscus* aff. *sibiricus, Elrathia alexandrovi, Kounamkites badotica, Anomocaroides* sp., *Alokitocare* aff. *Subco-ronatum, Alokitocare sucharicensis, Chondronomocare* aff. *irbimica, Chondronomocare* aff. *exilis, Olenoides optimus, Olenoides* sp., *Agraulos* aff. *ceticephalus, Pachyaspis* aff. *tupicalis* и изобилием микрофитолитов. Обр. 00082(1)1 – 70 м.

2. Сланцы филлитовидные зеленовато-серые, фациально замещаются (?) темными известняками, 140 м.

3. Зона разлома (?) приблизительно 10–15 м.

4. Известняки алевритистые темно-серые с линзами и прослоями сланцев, 150 м.

5. Сланцы филлитовидные серые, розовато-серые, вишневые, 50 м.

6. Переслаивание известняков темно-серых до черных с маломощными прослоями филлитовидных сланцев вишнево-серого цвета. В 30 м от основания пачки в известняках обнаружены трилобиты – *Kounamkites* sp., *Phychoparia* ex gr. *magna, Phychoparia* sp., *Elrathia* sp., *Pseudanomocarina* sp., *Solenopleura* (?) sp., *Catalagnostus* sp., *Syspacephalus* sp., *Liostracus* sp., *Kuraspis* cf. *antiqua, Uncaspis* sp., *Uncaspis unca, Acrocephalaspis* aff. *fidus.* Комплекс трилобитов, приведенный выше, полихронный (смешанный) и характерен для амгинского+майского+аюссоканского ярусов среднего кембрия+верхнего отдела кембрийской системы. Совмещение ассоциаций разновозрастных трилобитов может быть объяснено стратиграфической конденсацией разрезов.

7. В верхах разреза бадотинской свиты обнаружены остатки трилобитов *Olenoides* sp., *Ptychoparia* (?) sp., *Proasaphiscus* sp., *Solenopleura* (?) sp., *Kuraspis* cf. antiqua, *Kuraspis* sp., *Aspidagnostus* sp., *Olegaspis* cf. *olegi, Ketuna* sp., *Kaninia* sp. (Обр. 00081). Мощность пачки 150 м. Комплекс описанных трилобитов также смешанный, и возрастной диапазон его может рассматриваться в тех же пределах, и происхождение вмещающей его фации, по-видимому, может объясняться теми же причинами.

8. Сланцы филлитовидные зеленовато-серые, 180 м.

9. Известняки серые и темно-серые до черных, мелкозернистые с остатками брахиопод, трилобитов и водорослей (определения последних проводила К.Б. Кордэ) – Cadeacea, *Renalcis* sp. nov. Korde, Inessia *sajanica* sp. nov. Korde, *Kordephyton* sp., Chitinozoa. Обр. 000145, 270 м. По мнению К.Б. Кордэ, перечисленные формы распространены в нижней части ордовика.

На этом разрез бадотинской свиты в бассейне р. Сухая Бадота завершается.

В литофациальном отношении бадотинская свита отличается своеобразием, но может быть, тем не менее, с полным основанием отнесена к эвксинской биофации (I–II стандартный фациальный пояс по Дж.Л. Уилсону **[3]**, формирующейся на глубоководной платформе открытого шельфа или в желобе. Бадотинская свита распространена в бассейне одноименной реки, правого притока р. Турка, в естественных обнажениях, разрозненных друг от друга делювиально-элювиальных свалах. В современной биостратиграфической схеме выделяется бадотинский горизонт майский-аюсаканский ярусы+верхний отдел кембрия нерасчлененный **[6]**.

Зумбурукская свита (1200 м). В северо-восточном направлении на водоразделе рек Большая и Малая Пановка, ключей Зумбуруки и Аэропортовский разрез пановской серии наращивается отложениями зумбурукской свиты, вскрытой линией канав. Отложения свиты, по мнению В.А. Лючкина, изложенному в отчетном варианте, образуют синклинальную структуру, осложненную разрывными нарушениями. В ядре (?) складки (канава 139) в черных филлитовидных углисто-карбонатных сланцах обнаружены хитинозои, акритархи и споры ордовик-силурийского возраста. В литофациальном отношении разрез зумбурукской свиты однообразен и по описанию В.А. Лючкина представляется в следующем виде (снизу):

1. Темноцветные грубослоистые песчаники с прослоями полимиктовых конгломератов. Видимая мощность 200 м.

2. Монотонная темноцветная толща алевросланцев, филлитовидных сланцев, глинистых сланцев с остатками сколекодонтов, хитинозой, микрофоссилий. Предполагаемая мощность пачки 1000 м.

Формирование эвксинской биофации проходило в условиях сравнительной глубоководности: I – стандартный фациальный пояс по Дж.Л. Уилсону, (фондотема) или II – глубоководный шельф (ундотема). Второй пояс более вероятен, о чем говорят слоистость и текстуры пород. В породах наблюдаются ходы роющих организмов, небольшая мощность слоев, волнистые до узловатых поверхности напластования. Ископаемые остатки фауны и флоры моложе кембрия были обнаружены первоначально при проведении геологической съемки разного масштаба, поисковых и разведочных работ и к началу XXI в. были представлены немногими находками, сделанными в пяти-шести точках **[4, 5]**. Дальнейшими работами на основе палеонтологических находок были выделены верхнепалеозойские отложения, и стратиграфическая схема была пересмотрена, и не раз **[7]**.

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

[2] *Далматов Б.А*. Ранг, объем и возраст пановской свиты в стратотипической местности (Восточное Прибайкалье) // Тезисы докладов к конференции «100 лет государственной геологической службе Восточной Сибири» (Геология и минерально-сырьевая база Восточной Сибири). Иркутск: ВостСибНИИГиМС, 1988. С. 47–48.

[3] *Уилсон Дж.Л*. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.

[4] *Кременецкий И.Г*. Первая находка ордовикской фауны в Байкальской горной области // Доклады АН СССР. Серия геологическая 1982. Т. 263, № 2. С. 407–408.

[5] *Кременецкий И.Г., Далматов Б.А*. Новые данные по стратиграфии Восточного Прибайкалья: кембрий, подстилающие и перекрывающие его отложения. Кембрий Сибири и Средней Азии // Труды ИГиГ СО АН СССР. М.: Наука, 1988. Вып. 720. С. 83–97.

[6] *Ветлужских Л.И., Скрипников М.С*. О соотношениях местных, региональных стратиграфических и биостратиграфических подразделений в кембрийских отложениях Саяно-Байкальской горной области // Палеонтологическому обществу России – 110 лет. Итоги и перспективы: Материалы LXXIIсессии Всероссийского палеонтологического общества. СПб.: Институт Карпинского, 2026. С. 39–42.

[8] *Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Ланцева В.С*. Стратиграфия и вулканизм нижнего и среднего палеозоя Байкальской горной области // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 38–46.

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

2026. Выпуск 24. С. 53–55

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ТЕРРЕЙНА УЛУТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН), ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТЕКСТ

В.Ю. Водовозов[1,2], А.А. Третьяков[1], Е.Ф. Летникова[3], П.Д. Котлер[3,4], К.Е. Дегтярев[1], А.П. Беляков[1,2]

[1] Москва, Геологический институт РАН, vodo7474@yandex.ru
[2] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
[4] Казань, Казанский (Приволжский) федеральный университет

Представлены первые результаты изучения палеомагнетизма неопротерозойских образований Улутауского террейна – одного из крупных докембрийских блоков западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), и предпринята попытка увязки палеомагнитных результатов с геологическими и изотопно-геохронологическими данными в контексте тектонической эволюции этого региона.

Улутауский террейн, площадью около 30 тыс. км^2, расположен в западной части Центрального Казахстана, входит в состав Улутау-Моюнкумской группы террейнов **[1]**. Для фундамента террейнов характерно разнообразие (эффузивные, вулканогенно-осадочные, осадочные, интрузивные) в различной степени метаморфизованных комплексов, формировавшихся в тонско-криогенский период неопротерозоя **[1]**. Наиболее полно комплексы фундамента представлены в его южной части (Южный Улутау), где образуют две протяженные субмеридиональные зоны (с запада на восток) – Майтюбинскую антиклинорную и Карсакпайскую синклинорную. По В.С. Милееву **[2]**, в Карсакпайской зоне деформации протерозойского комплекса проходили в три этапа: 1 этап – складчатость продольного горизонтального расплющивания при субширотном сжатии, 2 этап – широтное растяжение в связи с образованием сводового поднятия, 3 этап – широтное сжатие, формирование складчатости продольного вертикального расплющивания (линеаризация). Все этапы деформаций проходили в неопротерозое совместно с процессами регионального метаморфизма. Эти системы были законсервированы, и при последующих тектогенезах (каледонском и варисцийском) не возникало новых систем в протерозойском фундаменте. Последний вел себя как жесткая глыба, раскалываясь на блоки, но не сминаясь в складки **[2]**. В Майтюбинской зоне деформации проходили в два этапа, одинаковые с первыми этапами Карсакпайской зоны **[2]**.

Выявленные этапы деформаций (сжатие – растяжение – сжатие) хорошо коррелируют с результатами исследований последних лет **[3–6]**. Согласно этим данным и предложенным схемам эволюции, в течение большей части тонского периода (~910–760 млн лет) Улутауский террейн, как и другие террейны группы, вместе с кратонами Тарим и Янцзы входили в состав активной континентальной окраины, во фронтальной и тыловой областях которой фиксируется несколько этапов островодужного и внутриплитного магматизма. С конца тонского и далее в течение криогенского периода (~740–670 млн лет) в пределах активной окраины происходят процессы растяжения, которые предшествует раскрытию крупных рифтогенных прогибов в западной части Центрально-Азиатского пояса (Ишим – Срединно-Тянь-Шаньский) и в пределах кратонов Тарима и Янцзы. Вероятно, проградация рифтогенных процессов привела к раскрытию океанического бассейна (Туркестанский палеоокеан?) и отделению террейнов Улутау-Моюнкумской группы от Тарима и Янцзы, которые продолжили свое развитие в эдиакарии в режиме пассивной окраины. Террейны западной части ЦАСП в течение эдиакария развиваются в конвергентном режиме, что сопровождается формированием в Южном Улутау островодужных комплексов с возрастом ~600 млн лет.

Для палеомагнитного анализа были опробованы вулканогенно-осадочные породы (риолиты, долериты, габброиды, кислые метатуфы, железистые кварциты и песчаники) шести

неопротерозойских (с изотопным возрастом в интервале 760–690 млн лет) свит, примерно поровну из Майтюбинского антиклинория и Карсакпайского синклинория, всего изучено 179 образцов (15 точек отбора). Лабораторные испытания проводились в палеомагнитных лабораториях ГИН РАН (температурная чистка) и ИФЗ РАН (чистка переменным полем) по стандартным методикам. Качество палеомагнитной записи в разных точках отбора и свитах различается, но можно наметить общий характер. На диаграммах Зийдервельда выделяются 2–3 компоненты естественной остаточной намагниченности (ЕОН) и круги перемагничивания. При совместном анализе высокотемпературных компонент ЕОН и кругов перемагничивания удалось рассчитать средние направления для всех изученных точек. На стереограмме они образуют биполярное распределение в С и Ю румбах с умеренными наклонениями, при этом нет различий между точками, отобранными в разных частях Южного Улутау. В дальнейшем для расчета среднего направления ЕОН и среднего палеомагнитного полюса данные по Майтюбинскому антиклинорию и Карсакпайскому синклинорию были объединены. После обращения одной из полярностей по десяти сайтам мы получили среднее направление высокотемпературных компонент ЕОН для Южного Улутау: D=178.4° I=–17.0° k=32.2 a95=8.6° (в древней системе координат), тест обращения положительный (γ/γc=16.2/20.1), тест складки также положительный. Нижним ограничением возраста складчатости изученных докембрийских толщ, вероятно, может являться возраст нефелиновых сиенитов Карсакпайского массива 673±2 млн лет **[1]**, который относится ко времени эпипротерозойской консолидации и прорывает складчатые вмещающие толщи **[2]**. Общий палеомагнитный полюс Южного Улутау рассчитан путем осреднения виртуальных геомагнитных полюсов (ВГП) десяти сайтов: Plat=51.3° Plong=248.8° A95=6.8°. Полярность выбрана из расчета минимизации относительных движений Улутау и Тарима **[7]** в конце неопротерозоя. Согласно нашим данным, эта часть террейна Улутау находилась в конце неопротерозоя в приэкваториальных широтах (9°).

Практически во всех исследованных точках всех стратиграфических подразделений чувствуется влияние более позднего перемагничивающего события, которое проявляется как в среднетемпературных (большей частью), так и в высокотемпературных компонентах ЕОН и кругах перемагничивания. Среднетемпературные компоненты не являются характеристическими и часто присутствуют в тех же образцах, где была выделена высокотемпературная первичная компонента. Эта вторичная компонента также биполярная, тест обращения положительный (γ/γc=19.4/21.2), тест складки положительный. Среднее направление метахронной компоненты определено по 12 сайтам: D=272.4° I=8.5° k=17.1 a95=10.8° (в древней системе координат). Палеомагнитный полюс рассчитан по 12 ВГП: Plat=-5.0° Plong=157.9° A95=8.0°, палеоширота 4°. Мы связываем появление этой метахронной компоненты ЕОН с реальными тектоническими событиями, скорее всего с проявлением второго этапа складчатости, при которой складчатые структуры подверглись деформации при широтном сжатии и вытягивании структур в меридиональном направлении (линеаризации) **[2]**. На тектоническую природу этой компоненты косвенно указывает сильная зависимость направлений главных осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости (чуткий индикатор деформаций горных пород) и направлений метахронных компонент ЕОН. Нижним возрастным ограничением этого этапа складчатости, по нашему мнению, можно считать возраст эдиакарских вулканогенно-осадочных пород Южного Улутау – около 600 млн лет, когда произошла смена режима растяжения конвергентной обстановкой.

Можно оценить взаимные вращения Улутау и Тарима после 740–720 млн лет, воспользовавшись выборкой неопротерозойских полюсов Тарима **[7]**. Для этого мы осредним два надежных полюса для Тарима – 775 млн лет и 635 млн лет и, используя подход **[8]**, сравним наш полюс (Plat=51.3° Plong=248.8° A95=6.8°) и средний полюс ~705 млн лет Тарима (Plat=23.4° Plong=134.0° A95=31.6°). Широтное расхождение составило более 1300 км (23.5°±11.1°), а вращение более 60° (90.5°±27.7°). Эти возможные взаимные перемещения двух блоков уместно связать с раскрытием и закрытием океана (Туркестанского?) между ними.

Неожиданным результатом явилось совпадение нашего полюса, рассчитанного по метахронной компоненте (Plat=-5.0° Plong=157.9° A95=8.0°), и палеомагнитного полюса 615 млн лет для Тарима (Plat=–4.7° Plong=146.7° A95=3.7°) **[7]**. Это совпадение может быть случайным (вероятность менее 1 %), более вероятным объяснением является движение в составе единой плиты от ~600 млн лет поныне.

Работы выполнены за счет гранта РНФ, проект № 25-17-00086.

[1] *Degtyarev K.E., Yakubchuk A.S., Tretyakov A.A. et al.* Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 44–75.

[2] *Милеев В.С., Розанов С.Б.* Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана // Материалы по геологии Центрального Казахстана / Ред. Ю.А. Зайцев. М.: Изд-во МГУ, 1976. Т. XI. 366 с.
[3] *Alexeiev D.V., Khudoley A.K., DuFrane S.A. et al.* Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyi Karatau Range (South Kazakhstan): depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // Gondwana Research. 2023. V. 119. P. 313–340.
[4] *Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А. и др.* Эдиакарские и кембрийские вулканогенные и осадочные комплексы Южного Улутау (Центральный Казахстан): строение, обоснование возраста и обстановки формирования // Геотектоника. 2023. № 5. С. 37–69.
[5] *Третьяков А.А., Журавлев А.Н., Дегтярев К.Е. и др.* Неопротерозойские вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы Северного Улутау (Центральный Казахстан) // Геотектоника. 2024. № 3. С. 3–29.
[6] *Третьяков А.А., Каныгина Н.А., Дегтярев К.Е. и др.* Ранненеопротерозойский островодужный вулканогенно-осадочный комплекс Улутауского террейна (Центральный Казахстан): обоснование возраста и обстановка формирования // Доклады РАН. Науки о Земле. 2026. Т. 526, № 2. С. 253–265.
[7] *Zhao P., Chen Y., Zhan S. et al.* The Apparent Polar Wander Path of the Tarim block (NW China) since the Neoproterozoic and its implications for a long-term Tarim–Australia connection // Precambrian Research. 2014. V. 242. P. 39–57.
[8] *Debiche M.G., Watson G.S.* Confidence limits and bias correction for estimating angles between directions with applications to paleomagnetism // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100, № B12. P. 24405–24430.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 56–57

ЮРСКО-МЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЗМ НЕРЧИНСКОЙ ВПАДИНЫ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ГЕТЕРОГЕННЫЙ СОСТАВ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ (165–115 МЛН ЛЕТ) МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ В ОБРАМЛЕНИИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

А.А. Воронцов[1], Е.Н. Федерягина[2], С.А. Сасим[2]

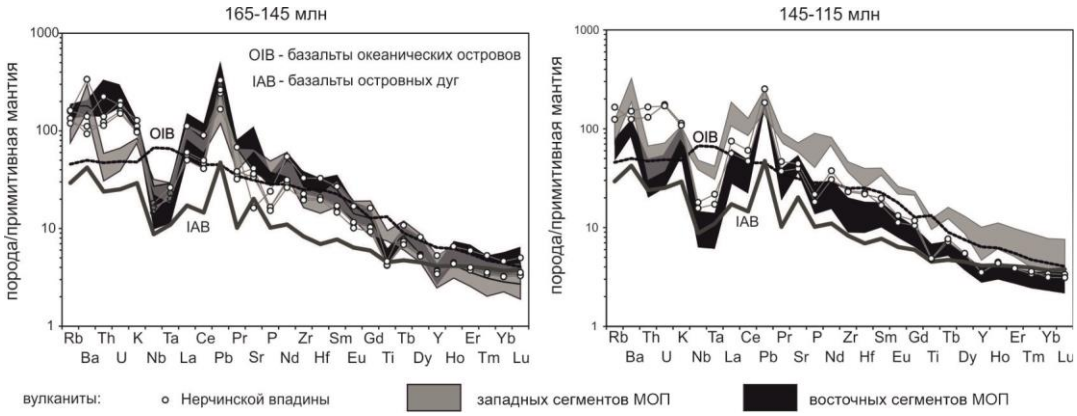
[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, voront@igc.irk.ru
[2] Иркутск, Иркутский государственный университет, katerinka19.85@mail.ru

Монголо-Охотский пояс (МОП) протягивается в субширотном направлении от Центральной Монголии до Охотского моря на расстояние около 3000 км и представляет собой шовную зону – сутуру, сформировавшуюся после закрытия одноименного океанического бассейна и столкновения крупных континентальных блоков. Несмотря на нерешенность многих проблем, связанных с механизмами и возрастными рамками существования этого бассейна, в большинстве моделей принимается, что главная фаза его закрытия завершилась ~165 млн лет назад. Геологическая история МОП после этого рубежа тесно сопряжена во времени и пространстве с внутриконтинентальными литосферными событиями и проявлениями магматизма в четырех областях: Западно-Забайкальской, Восточно-Монгольской, Южно-Хангайской и Большехинганской. Вариации составов пород этих вулканических областей, которые причленяются к МОП, затрагивают проблему совмещения внутриплитовых и надсубдукционных геохимических меток в магматических источниках, функционирующих после закрытия Монголо-Охотского бассейна.

Эта проблема обсуждалась ранее. Так, в работах **[1, 2]** было показано, что позднеюрские и раннемеловые базальтоиды Западно-Забайкальской и Восточно-Монгольской вулканических областей близки по содержанию большинства несовместимых элементов к составу OIB, отличаясь от последних относительным дефицитом Ta, Nb и более высокими содержаниями Ba, K, Sr, свойственных надсубдукционным базальтоидам. По сравнению с породами Большехинганской области они обладают, прежде всего, высокими содержаниями несовместимых элементов, характеризуются более фракционированным распределением REE и в некоторых ассоциациях более низкими содержаниями U, Th и Rb. В последние два десятилетия китайскими коллегами были получены многочисленные геохронологические и изотопные, прежде всего Sr-Nd-Pb (сводка приводится, например, в работе **[3]**), характеристики позднемезозойских магматических ассоциаций Большехинганской области, что расширяет возможности сравнительных оценок динамики изменения во времени и пространстве составов позднеюрских – раннемеловых магматических ассоциаций как в регионах их наложения на смежные вулканические поля Восточного Забайкалья, так и в обрамлении МОП в целом. Это, в свою очередь, позволяет предлагать геодинамические модели формирования их источников.

Подобные задачи возможно рассмотреть с привлечением новых данных по вулканизму Нерчинской впадины Восточного Забайкалья. Эта впадина, как и многие другие близлежащие впадины, например Александрово-Заводская, Балейская, Нижнеундинская, Шадоронская, Усть-Карская, система впадин Нерча-Ингодинской рифтовой зоны, имеет линейную форму с осевой зоной, которая повторяет очертания погребенной палеодолины, заполненной мел-неоген-четвертичными речными осадками. Она расположена в приустьевом районе р. Нерча и протягивается в северо-восточном направлении на расстояние около 30 км при ширине от 3 до 6 км. Вулканические толщи обнажаются лишь в бортах впадины, залегая на протерозойских метаморфических породах и/или на доюрских гранитоидах. В соответствии с результатами изотопного $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования валовых образцов пород вулканизм Нерчинской впадины разделен на два этапа: поздней юры (~151 млн лет) и раннего мела (~131 млн лет). Вулканические ассоциации обоих этапов близки между собой по составу, сложены шошонитами, умеренно щелочными андезибазальтами, андезитами, дацитами, риодацитами, латитами и демонстрируют характеристики высококалиевых шошонит-латитовых островодужных серий, такие как пониженные содержания гидрофобных высокозарядных элементов Nb, Ta, Ti и умеренно высокие величины LREE/HREE.

В породах с содержанием SiO_2 от 56 до 61.5 мас. % εNd(T) варьируется от –2.4 до –1.5, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T$ – от 0.70629 до 0.70676. Подобные серии, как правило, формируются в обстановках активных окраин, связанных с субдукцией, индикаторами которой являются пониженные содержания гидрофобных высокозарядных элементов Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, умеренно высокие отношения LREE/HREE, низкие умеренно отрицательные значения εNd(T), но повышенные значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T$. Все это свидетельствует о том, что юрско-меловые вулканиты Нерчинской впадины, выделяющиеся высокими содержаниями калия, принадлежат вулканическим породам тыловой зоны Большехинганской области и, скорее всего, были связаны с ее развитием. Их составы укладываются в общую динамику изменения составов пород в направлении с запада на восток вдоль МОП для вулканических областей, которые формировались либо в пределах МОП, либо в его обрамлении. Отчетливые различия в составах вулканитов западных и восточных сегментов МОП проявляются после рубежа 145 млн лет (рисунок). Породы восточных сегментов обогащены радиогенным стронцием по сравнению с породами западных сегментов.



Составы вулканитов Нерчинской впадины и МОП.

Подобные закономерности объяснимы влиянием субдукционных процессов со стороны восточной окраины Центральной Азии на состав литосферной мантии и магматических источников, формирующихся при участии мантийного плюма во внутренних участках Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Работа выполнена в рамках госзадания Минобрнауки РФ на проведение НИР ИГХ СО РАН по теме FWEG-2026-0013.

[1] *Воронцов А.А., Федерягина Е.Н., Дриль С.И., Сасим С.А., Травин А.В., Будяк А.Е*. Высококалиевый юрско-меловой вулканизм Нерчинской депрессии Восточного Забайкалья и его геодинамическая природа // Доклады РАН. 2024. Т. 515, № 6. С. 111–120.

[2] *Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М*. Тектоническая и вещественная эволюция позднемезозойской-кайнозойской внутриплитной вулканической области Центральной Азии как отражение процессов плюм-литосферного взаимодействия // Геология и геофизика. 2026. Т. 67, № 1. С. 9–37.

[3] *Ji-Feng Ying, Xin-Hua Zhou, Lian-Chang Zhang, Fei Wang, Yu-Tao Zhan*. Geochronological and geochemical investigation of the late Mesozoic volcanic rocks from the Northern Great Xing'an Range and their tectonic implications // International Journal of Earth Sciences. 2010. V. 99. P. 357–378.

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

2026. Выпуск 24. С. 58–60

АНГАРО-КОВЫКТИНСКАЯ ЗОНА НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ: ОТКУДА УГЛЕВОДОРОДЫ И КАК ОНИ ОКАЗАЛИСЬ ВО ВНУТРЕННЕЙ ОБЛАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ)

Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская

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

Уникальной характеристикой залежей нефти и газа Восточной Сибири является их позднедокембрийский возраст **[1, 2]**. Одним из показательных примеров месторождений докембрийских углеводородов здесь являются объекты Ангаро-Ленской нефтегазоносной области, которая включает в себя Ангаро-Ковыктинскую зону нефтегазонакопления (ЗНГН), с площадью около 28800 км^2, с извлекаемыми ресурсами нефти 10 млн т и газа 1700 млрд м^3 **[3, 4]**. Эта зона располагается преимущественно в пределах Ангаро-Ленской ступени южной части Сибирской платформы, которая, в свою очередь, представляет собой структуру внутренней части Сибирской платформы, где на породах докембрийского фундамента залегают неопротерозойские и фанерозойские осадочные отложения.

Основные ресурсы и запасы углеводородов в Ангаро-Ковыктинской ЗНГН сосредоточены в вендских терригенных породах парфеновского продуктивного горизонта чорской свиты мотской серии **[5]**, мощность которого варьируется от 40 до 80 м. Седиментация отложений чорской свиты происходила в аллювиальных условиях, а также в обстановках приливно-отливной равнины и мелководного шельфа, редко – баров **[6]**, при том что сами эти отложения не могли являться источниками тех углеводородов, которые в них содержатся. Исходя из данного посыла возникают вопросы о том, каким образом в отложениях парфеновского продуктивного горизонта, располагающихся во внутренней части платформы, могли оказаться локализованными колоссальные объемы углеводородов и где, т.е. в каких осадочных бассейнах и в каких геодинамических условиях могли накопиться углеводороды, сформировавшие месторождения Ангаро-Ковыктинской ЗНГН. Как оказалось, ответ на эти вопросы кроется в расшифровке геодинамической эволюции южного фланга Сибирской платформы в позднем докембрии – раннем палеозое.

Проведенный авторами анализ показал, что условия для накопления углеводородов, сформировавших месторождения Ангаро-Ковыктинской ЗНГН, могли существовать в осадочных бассейнах пассивной окраины Сибирского кратона, которая сформировалась в неопротерозое (710–650 млн лет назад) в результате распада суперконтинента Родиния и раскрытия Палеоазиатского океана. В последующем, на временном рубеже около 610 млн лет, образовавшийся океанический бассейн со своими пассивными окраинами был трансформирован в серию периферических форландовых бассейнов.

Наиболее близко к Ангаро-Ковыктинской ЗНГН располагается прибайкальская часть Сибирской платформы, где в вендское время происходило накопление отложений байкальской серии, включающей в своих разрезах углеводородсодержащие толщи улунтуйской и качергатской свит. Седиментация байкальской серии началась в условиях пассивной континентальной окраины и эволюционировала во времени до режима форландового бассейна. Следует отметить, что содержание органического углерода в породах улунтуйской и качергатской свит байкальской серии превышает 1.0 %, а содержание масляной фракции в битумоидах из черных сланцев улунтуйской и качергатской свит достигает 39–56 %. Все это позволяет рассматривать данные отложения в качестве потенциально нефтепроизводящих толщ. Углеродистое вещество в последующем при погружении в конце венда могло достигнуть глубины более 2000 м, а в конце кембрия – глубины более 4000 м, что соответствует главной зоне нефтеобразования. О возможности погружения осадочных толщ на такую глубину свидетельствует оценка данного параметра, полученная для Присаянского прогиба, отложения венда и кембрия которого напрямую сопоставимы с близковозрастными толщами Прибайкальского прогиба **[7, 8]**.

Принимая во внимание тот факт, что к отложениям пассивных окраин и форландовых бассейнов приурочено 47.7 и 46.4 % мировых запасов углеводородов соответственно **[9]**, вполне

аргументированно можно допускать возможность накопления значительных объемов первичного углеродистого вещества в черносланцевых толщах улунтуйской и качергатской свит байкальской серии, в бассейне, существовавшем вдоль южного фланга Сибирского кратона в вендское время.

Чтобы получить ответ на вопрос о том, как это углеродистое вещество могло оказаться в терригенных отложениях чорской свиты чехла Сибирской платформы, на значительном удалении от упомянутых выше вендских осадочных бассейнов, вновь следует вернуться к сценарию геодинамической эволюции региона. Согласно современным представлениям **[10–15]**, в позднем кембрии – раннем ордовике здесь проявились масштабные аккреционно-коллизионные процессы, приведшие к формированию Прибайкальского коллизионного пояса вдоль южной границы Сибирской платформы. На этом этапе углеводороды, накопившиеся в осадочных толщах пассивной окраины и форландового бассейна, могли быть выжаты в северо-западном направлении (в современных координатах) из вендских отложений этих бассейнов в терригенные отложения чорской свиты. Свидетельства «западной» миграции (шарьяжи, надвиги, складчатость) от края платформы в ее внутренние области достаточно изучены как по сейсмическим данным и при корреляции разрезов глубоких скважин **[16–19]**, так и по результатам тектонофизических наблюдений в пределах Ковыктинского газоконденсатного месторождения **[20, 21]**, которые наглядно свидетельствуют о широком распространении в позднем кембрии – ордовике процессов регионального сжатия в направлении юго-восток – северо-запад в породах осадочного чехла южной части Сибирской платформы.

Последующие события, существенно повлиявшие на перераспределение углеводородов с образованием месторождений в трещинных коллекторах Ангаро-Ковыктинской ЗНГН, имели место на стадии неотектонической активизации под влиянием процессов, связанных с локальными поднятиями рельефа, приведшими, в том числе, к формированию Ангаро-Ленской ступени **[22–25]**.

Следует отметить, что предположения о возможности миграции углеводородов из краевых прогибов Прибайкалья во внутренние области платформы ранее высказывали отдельные исследователи **[26, 27]**. Представленная в работе **[28]** гипотеза, которая в свое время была поддержана академиком А.Э. Конторовичем (за что авторы ему очень признательны), подкреплена современной доказательной базой, позволяющей проследить всю последовательность геодинамических процессов: от стадии накопления углеводородсодержащих отложений в осадочных бассейнах, располагавшихся за пределами платформы, вплоть до заключительных этапов ремобилизации углеродов Ангаро-Ковыктинской ЗНГН на кайнозойском этапе развития территории.

Исследования проведены при частичной поддержке РНФ (грант № 25-77-30006).

[1] *Усов М.А*. К вопросу о нефти в Западно-Сибирском крае // Вестник ЗСГРТ. 1936. № 3. С. 35–41.

[2] *Трофимук А.А*. Нефтегазоносность Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1960. № 7. С. 3–11.

[3] *Конторович А.Э., Мельников Н.В., Старосельцев В.С*. Нефтегазоносные провинции и области Сибирской платформы // Геология и нефтегазоносность Сибирской платформы. Новосибирск, 1975. Вып. 222. С. 4–21.

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

[5] *Самсонов В.В., Ларичев А.И., Чеканов В.И., Соловьев В.В*. Особенности геологического строения нефтегазовых комплексов и оценка перспектив нефтегазоносности южной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 11. С. 1545–1564.

[6] *Пушкарева М.М., Хабаров Е.М., Вараксина И.В*. Литологическая характеристика парфеновского и ботуобинского продуктивных горизонтов венда Ангаро-Ленской ступени и Непско-Ботуобинской антеклизы // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 323, № 1. С. 78–83.

[7] *Советов Ю.К*. Седиментология и стратиграфическая корреляция вендских отложений на юго-западе Сибирской платформы: выдающийся вклад внешнего источника кластического материала в образование осадочных систем // Литосфера. 2018. Т. 18, № 1. С. 20–45.

[8] *Советов Ю.К., Соловецкая Л.В*. Петрографические провинции коллекторов и потенциально нефтематеринские отложения венда на юго-западе Сибирской платформы // Интерэкспо ГЕО-Сибирь: XIV Международный научный конгресс (23–27 апреля 2018 г.). Новосибирск: СГУГиТ, 2018. Т. 2. С. 56–64.

[9] *Pang X.Q., Jia C.Z., Wang W.Y*. Petroleum geology features and research developments of hydrocarbon accumulation in deep petroliferous basins // Petroleum Science. 2015. V. 12. P. 1–53.

[10] *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 // Доклады РАН. 2000. Т. 374, № 7. С. 1075–1079.

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

[12] *Федоровский В.С., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М.* Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 682–700.

[13] *Метелкин Д.В.* Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 4. С. 500–522.

[14] *Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Steiger R.H., Reznitskiy L.Z., Vasil'ev E.P.* U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy complex, eastern Siberia // Gondwana Research. 1998. V. 1. P. 195−205.

[15] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M.* Paleozoic-Mesozoic geology and tectonics of the western Transbaikalian segment of the Central Asian Orogenic Belt // The Central Asian Orogenic Belt: geology, evolution, tectonics and models / Ed. A. Kröner. Stuttgart: Schweizerbart Science Publishers, 2015. V. 32. P. 154–183.

[16] *Шемин Г.Г.* Надвиги на юго-востоке Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1988. № 11. С. 32–38.

[17] *Мигурский А.В., Старосельцев В.С.* Шарьяжное строение зоны сочленения Сибирской платформы с Байкало-Патомским нагорьем // Советская геология. 1989. № 7. С. 9–15.

[18] *Зорин Ю.А., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Пресняков С.Л., Сергеев С.А.* Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны // Доклады РАН. 2008. Т. 463, № 2. С. 429–434.

[19] *Мисюркеева Н.В., Вахромеев А.Г., Смирнов А.С., Буддо И.В., Горлов И.В., Шемин Г.Г.* Детализация надвиговых структур осадочного чехла в Ковыктинско-Хандинской зоне отраженной складчатости // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13, № 2. 0607.

[20] *Семинский К.Ж., Саньков В.А., Огибенин В.В., Бурзунова Ю.П., Мирошниченко А.И., Горбунова Е.А., Горлов И.В., Смирнов А.С., Вахромеев А.Г., Буддо И.В.* Тектонофизический подход к анализу геолого-геофизических данных на газоконденсатных месторождениях со сложным строением платформенного чехла // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 3. С. 587–627.

[21] *Семинский К.Ж., Бурзунова Ю.П., Борняков С.А., Мирошниченко А.И., Черемных А.С., Семинский А.К., Буддо И.В., Смирнов А.С., Горлов И.В.* Анализ разломно-блоковой структуры и напряженного состояния осадочного чехла на газоконденсатных месторождениях: основы тектонофизического подхода // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14, № 2. 0689.

[22] *Мигурский А.В.* Масштабные латеральные перемещения пород и флюидов на Сибирской платформе // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2010. № 1. С. 53–57.

[23] *Вахромеев А.Г., Смирнов А.С., Мазукабзов А.М., Горлов И.В., Мисюркеева Н.В., Шутов Г.Я., Огибенин В.В.* Верхнеленское сводовое поднятие – главный объект подготовки ресурсной базы Иркутского центра газодобычи // Геология и минеральные ресурсы Сибири. 2019. № 3. С. 38–56.

[24] *Логачев Н.А.* История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 391–406.

[25] *Мисюркеева Н.В., Вахромеев А.Г., Агафонов Ю.А., Буддо И.В.* Роль надвиговой тектоники в формировании природных залежей углеводородов и гидроминерального сырья зоны перехода Сибирский кратон – Центрально-Азиатский складчатый пояс // Геодинамика и тектонофизика. 2026. Т. 17, № 2. 0881.

[26] *Дробот Д.И., Пак В.А., Девятилов Н.М., Хохлов Г.А., Карпышев А.В., Бердников И.Н.* Нефтегазоносность докембрийских отложений Сибирской платформы, перспективы подготовки и освоения углеводородного потенциала // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 1. С. 110–120.

[27] *Сизых В.И.* Шарьяжно-надвиговые структуры и их роль в формировании месторождений полезных ископаемых // Вестник МАНЭБ. 2005. Т. 13, № 3. С. 42–48.

[28] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В.* Роль геодинамических процессов в образовании месторождений Ангаро-Ковыктинской зоны нефтегазонакопления (Восточная Сибирь) // Геодинамика и тектонофизика. 2026. Т. 17, № 2. 0880.

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

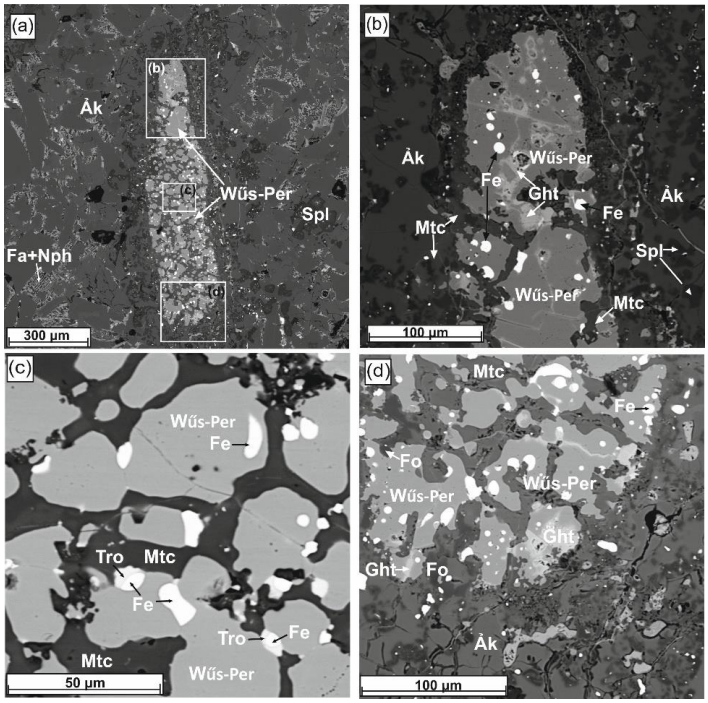
2026. Выпуск 24. С. 61–62

СКОПЛЕНИЯ ВЮСТИТА-ПЕРИКЛАЗА В МЕЛИЛИТ-НЕФЕЛИНОВЫХ ПАРАЛАВАХ НИЛГИНСКОГО ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА, ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ

В.Е. Глушкова, И.С. Перетяжко, Е.А. Савина

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

Нилгинский пирометаморфический комплекс сформировался в результате природного горения прослоев бурого угля в раннемеловой карбонатно-силикатной осадочной толще **[1, 2]**. Высокотемпературные (>1250 °C) низкобарические изменения мергелистого известняка привели к инконгруэнтному плавлению осадочного протолита и последующей кристаллизации из силикатного расплава мелилит-нефелиновой паралавы **[3]**. Матрикс пирогенной породы сложен фенокристами обогащенного Al диопсида и акерманита с включениями минералов группы шпинели (Mg, Fe)Al_2O_4. Интерстиции между фенокристами заполнены минералами группы нефелина, кальцитом, фаялитом, реже – минералами группы рёнита. В локальных областях матрикса двух образцов паралав обнаружены необычные минеральные обособления, содержащие зерна промежуточного состава изоморфного ряда вюстит-периклаз или магнезиовюстит-ферропериклаз (Fe^{2+},Mg)O. В образце MN-1133 единичные образования вюстита-периклаза до 20 мкм в поперечном сечении встречаются в ассоциации с форстеритом, шпинелью и магнезиоферритом **[4]**. Образец MN-1488A содержит крупный минеральный агрегат до 1 мм в продольном сечении, центральная область которого сложена вюститом-периклазом с каплевидными включениями самородного железа и сростками железа с троилитом (рисунок). Интерстиции между Fe-Mg оксидами и обрамление агрегата сложены монтичеллитом и форстеритом, а трещины в вюстите-периклазе заполнены гётитом. Вюстит-периклаз имеет выдержанный состав и содержит 57–65 мас. % FeO (0.6 ф.ед. Fe^{2+}) и 41–35 мас. % MgO, сумма примесей Al_2O_3, MnO, CaO<3 мас. %.



Фрагмент матрикса мелилит-нефелиновой паралавы (*a*), содержащей минеральный агрегат вюстита-периклаза с включениями самородного железа и троилита и минералами группа оливина в интерстициях (*b*–*d*), обр. MN-1488A. Изображение BSE.Åk – акерманит, Spl – минералы группы шпинели, Fa – фаялит, Nph – минералы группы нефелина, Wűs-Per – промежуточные члены изоморфного ряда вюстит-периклаз, Mtc – монтичеллит, Fo – форстерит, Fe – железо, Tro – троилит, Ght – гётит.

Магнезиовюстит-ферропериклаз является одним из главных минералов нижней мантии Земли. В то же время находки Fe-Mg оксидов известны в метеоритах, магматических, вулканических породах и в пирометаллургических шлаках **[5]**. Минеральная ассоциация вюстита-периклаза с самородным железом, форстеритом и монтичеллитом в мелилит-нефелиновой паралаве обр. MN-1488A, как и ассоциация Fe-Mg оксидов с форстеритом и минералами группы шпинели в обр. MN-1133, формировалась в низкобарических ультравосстановительных условиях при фугитивности кислорода между буферами WM и IW **[4]**. В мелилит-нефелиновых паралавах эти минеральные агрегаты являются наиболее высокотемпературными образованиями и сформировались, вероятно, в эпицентре подземного угольного пожара при плавлении буроугольной золы.

[1] *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.

[2] *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.

[3] *Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A*. Low – pressure (>4 MPa) and high – temperature (>1250 °C) incongruent melting of marl limestone: formation of carbonate melt and melilite–nepheline paralava in the Khamaryn–Khural–Khiid combustion metamorphic complex, East Mongolia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2021. V. 176. 38.

[4] *Peretyazhko I.S., Savina E.A*. Formation conditions of unusual extremely reduced high-temperature mineral assemblages in rocks of combustion metamorphic complexes // Crystals. 2024. V. 14. 1052.

[5] *Ciesielczuk J., Kruszewski Ł., Majka J*. Comparative mineralogical study of thermally-altered coal-dump waste, natural rocks and the products of laboratory heating experiments // International Journal of Coal Geology. 2015. V. 139. P. 114–141.

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

2026. Выпуск 24. С. 63–65

БАЗАЛЬНЫЙ ГОРИЗОНТ КОНГЛОМЕРАТОВ В ОСНОВАНИИ РАЗРЕЗА ОЛОНДИНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

А.В. Головков

Москва, Центр мир-системных исследований, sibia@yandex.ru

Изучение стратиграфии архейских зеленокаменных поясов – наиболее трудная задача, от решения которой зависят выводы о направленности магматизма и тектонического развития. Главная трудность заключается в том, что разрезы часто сложены толщами, смятыми в изоклинальные складки. Ни основания разрезов, ни их кровли обычно не обнажены. Это затрудняет их реконструкцию. При структурно-петрологическом картировании Олондинского зеленокаменного пояса (расположенного в центральной части Чаро-Олекминского гранит-зеленокаменного террейна западной части Алданского щита) после изучения его структурной эволюции и взаимоотношений с гранитоидами был проведен поиск основания его разреза.

В левом борту р. Тарынг-Юрях в северной части Тарынг-Юряхской ветви Олондинского зеленокаменного пояса на контакте с древнестановыми гранитогнейсами, ограничивающими пояс с запада, обнаружена пачка терригенных пород в основании разреза олондинской осадочно-вулканогенной серии. В обнажениях коренных пород задокументировано налегание валунно-галечного метаморфизованного конгломерата на древнестановые гранитогнейсы с угловым и азимутальным несогласием. Метаконгломераты залегают с азимутом падения 165°, углом падения 55°. Гранитогнейсы залегают с азимутом падения 255°, углом падения 88°. Пачка терригенных пород прослежена по простиранию с севера на юг на протяжении более 15 км вдоль западного ограничения пояса в левом борту р. Тарынг-Юрях, а также в междуречье рек Тарынг-Юрях, Олондо и Токко. Она нанесена на геологическую карту масштаба 1:50 000. В целом эта пачка представлена полосчатыми гнейсами, кварцитогнейсами, линзовидно-полосчатыми кварцитами, метаконгломератами, метагравелитами. Гальки конгломератов сложены плагиогранитогнейсами, гранитогнейсами и лейкогранитами подстилающих комплексов, а также плагиоклазом, микроклином и кварцем. В отдельных случаях отмечается проблематичная реликтовая косая слоистость. Общей особенностью пород пачки является их грубозернистое сложение, несортированность слагающего материала, широкие вариации цвета от светло-серого (белесого) с бледно-зелеными оттенками до серого и темно-серого с преобладанием сиреневых оттенков.

Перекрывается пачка терригенных пород метаморфизованными коматиитами, базальтами или их туфами, часто с горизонтом туффитов, туфоконгломератов, туфогравелитов в основании. Мощность пачки варьируется от 0 до 135 м. Строение пачки неоднородное и зависит, вероятно, от структурно-фациальных обстановок осадконакопления. В одних случаях пачка целиком представлена конгломератами, в других, наоборот, они полностью отсутствуют. Наиболее часто конгломераты слагают только базальный горизонт.

В пределах Олондинской структуры наблюдается закономерное распределение литологических фаций в пространстве. Полосчатые гнейсы развиты преимущественно в долине руч. Сквозного (первый правый приток р. Олондо), в верховье руч. Длинного (третий правый приток р. Тарынг-Юрях), фрагментарно вдоль восточного ограничения Тарынг-Юряхской ветви, а также на северном склоне Красной горки и в северной части западного ограничения структуры. В последних двух случаях полосчатые гнейсы часто ассоциируют с валунными и галечными конгломератами с размерами валунов (7–8)×(20–30) см и 0.1×0.25 – 0.2×1.0 м соответственно. Вдоль западного ограничения Тарынг-Юряхской ветви (с севера на юг) ассоциация этих пород сменяется по латерали на кварцитогнейсы и кварциты с базальным горизонтом конгломератов. В этом же направлении наблюдается увеличение мощности от 2 до 135 м (северо-западный берег оз. Тарынг-Юрях). Кварцитовый состав терригенной пачки наблюдается также в нижнем течении руч. Длинного. Такое распределение фаций и мощностей свидетельствует о нахождении области сноса к севро-западу от Тарынг-Юряхской ветви и севернее Красной Горки.

Петрографическое изучение метаморфизованных псефитов показало, что общей особенностью этих пород является наличие реликтовых обломочных структур: бластоалевропсаммитовой, бластогравийной. Исключение составляют кварциты, для которых характерна гранобластовая структура. Текстура пород ориентированная, реликтовая слоистая. Состав пород (за исключением кварцитов) определяется различными вариациями соотношений плагиоклаза, кварца, микроклина с примесью биотита, мусковита, эпидота, эпидот-цоизита, серицита, хлорита, апатита, сфена, магнетита и рудного. Плохая сортировка обломочного материала в этих породах обусловила выделение гравийных зерен или галек на фоне цемента меньшей размерности.

Форма обломочных зерен окатанная, полуокатанная, угловатая. Отмечается общая интенсивная пелитизация полевых шпатов. В крупных гравийных зернах и гальках иногда встречаются индивиды плагиоклаза с антипертитовыми вростками микроклина или прорастающие единым зерном микроклина, а также слаборешетчатый или нерешетчатый микроклин с пертитовыми прорастаниями.

В крупных гранитных гальках отмечается трещиноватость и заполнение трещин алевропсаммитовым материалом цемента. Границы галек согласны по отношению к ориентированной текстуре цемента, а внутренняя структура независима по отношению к слоистости цемента, что свидетельствует об их обломочном происхождении. Аналогичные взаимоотношения наблюдаются и в обнажении.

Обломочные зерна апатита и магнетита имеют округлую или неправильную угловатую форму и корродируются цементирующей массой в отличие от индивидов этих минералов, заключенных в гранитных обломках (где они часто имеют идиоморфно развитые грани). Магнетит при этом обрастает каемкой эпидот-цоизита. Обломочное происхождение предполагается для сростков зеленовато-бурого биотита округлой или угловатой формы размером 0.3–1.5 мм. Такие же сростки являются характерной чертой для подстилающих олондинскую серию гранитогнейсов древнестанового комплекса, где они образуют вытянутые цепочки, облекающие порфиробласты микроклина и плагиоклаза.

Новообразованный биотит метапсефитов имеет идиоморфные ограничения и корродирует окружающие минералы. Он представлен двумя генерациями: 1) буро-зеленый контролирует сланцеватость, согласную по отношению к реликтовой слоистости; 2) буро-коричневый расположен в плоскости сланцеватости, секущей по отношению к слоистости.

К плоскостям наложенной (секущей) сланцеватости приурочены также крупные (1.5–2.0 мм) порфиробласты и линзовидные обособления кальцита.

Бластоалевропсаммитовый цемент метагравелитов и метаконгломератов сложен теми же минералами, что и крупные обломки, но со значительной примесью биотита, эпидота, мусковита. Кроме того, присутствует хлорит, эпидот, цоизит, серицит.

Вблизи контактов с гранитоидами токкинского комплекса, прорывающими пачку терригенных пород, первоначальные границы обломков часто утрачены, так как слагающие их минералы гранулированы и постепенно переходят в заполнитель, перекристаллизованный в гранобластовый агрегат плагиоклаза и кварца. В зонах раннепротерозойского рассланцевания метапсефиты превращаются в биотит-ставролитовые гнейсы и сланцы.

Гранитоидная галька, извлеченная из конгломерата, по внешнему облику и под микроскопом диагностируется как лейкократовый порфиробластический плагиогранитогнейс древнестанового комплекса. Ее химический состав очень близок к составу лейкократового порфиробластического плагиогранитогнейса из реликтового блока фундамента, сложенного древнестановыми гранитоидами и сохранившегося в массиве гранитоидов, прорывающих олондинскую серию. Отличие заключается в несколько пониженном содержании Ca (1.56 против 2.68 %), что, вероятно, связано с его выносом в результате разложения анортита при выветривании, следствием которого является интенсивная пелитизация плагиоклаза. Принадлежность рассматриваемых гранитоидов к единому комплексу подтверждается и близкими содержаниями малых элементов: кларковыми содержаниями кобальта, ванадия, хрома, галлия, бора, лантана, бария и содержаниями ниже кларка для других элементов.

Химический состав конгломерата в целом более основной, чем состав гальки. Содержания большинства малых элементов в конгломерате близки к кларкам для осадочных пород.

Магнитная восприимчивость метапсефитов (в отличие от древнестановых гранитоидов, за счет выветривания которых они образуются) очень низка (от 0 до 65, в среднем 12×10^{-6} ед. СГС). Плотность варьируется от 2.59 до 2.69 г/см^3.

Верхняя возрастная граница формирования пачки терригенных пород в основании разреза олондинской осадочно-вулканогенной серии фиксируется возрастом, определенным Sm-Nd

изохронным методом по перекрывающим эту пачку метаморфизованным лавам коматиитовых и толеитовых базальтов, в 3006±84 млн лет **[4]**. Нижняя возрастная граница в 3018±10 млн лет определяется U-Pb методом по цирконам (SHRIMP), извлеченным из диоритов **[3]**, которые залегают в одном из блоков фундамента, сохранившегося среди плагиогранитов токкинского комплекса в зоне сочленения Токкинской и Тарынг-Юряхской ветвей в центральной части Олондинского пояса. Судя по тому, что пачка терригенных пород из основания разреза олондинской серии коррелируется с пачкой метапелитов, залегающей в основании разреза субганского комплекса в западной части Алданского щита (в долине р. Субган) с Sm-Nd модельным возрастом слагающего ее материала 3012 млн лет **[1]**, она формировалась близкоодновременно с терригенными породами формации Маллина и группы Уим-Крик около 3010 млн лет назад на кратоне Пилбара Западной Австралии, которые также перекрыты высокомагнезиальными базальтами и коматиитами **[2]**.

[1] *Древнейшие породы Алдано-Станового щита*. Путеводитель Международной геологической экскурсии Проекта МПГК № 280 «Древнейшие породы Земли». Л., 1989. 260 с.

[2] *Nelson D.R., Trendall A.F., Altermann W*. Chronological correlations between the Pilbara and Kaapvaal cratons // Precambrian Research. 1999. V. 97. P. 165–189.

[3] *Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P*. The Aldan Shield of Siberia USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Precambrian Research. 1992. V. 54, № 4. P. 195–209.

[4] *Puchtel I.S., Zhuravlev D.Z*. Petrology of mafic-ultramafic metavolcanics and related rocks from the Olondo greenstone belt, Aldan Shield // Petrology. 1993. V. 1, № 3. P. 308–348.

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

2026. Выпуск 24. С. 66–68

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОЛОНДИНСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

А.В. Головков

Москва, Центр мир-системных исследований, sibia@yandex.ru

Олондинский зеленокаменный пояс расположен в центральной части Чаро-Олекминского гранит-зеленокаменного террейна западной части Алданского щита. Его возраст определен U-Pb методом по цирконам из метавулканитов в 3005±10, 2998±18 и 2986±12 млн лет **[3]**. Его уникальное строение изучали многие геологи – Глуховский М.З., Федоровский В.С., Другова Г.М., Бибикова Е.В., Попов Н.В., Смелов А.П., Добрецов Н.Л., Добрецов Н.Н., Картавченко В.Г., Богомолова Л.М., Пухтель И.С, Журавлев Д.З. и другие. Нами проведена структурно-петрологическая съемка Олондинского зеленокаменного пояса в бассейнах рек Олондо, Тарынг-Юрях и оз. Токко на площади около 200 км^2 с построением геологической карты масштаба 1:50000, геологических разрезов и стратиграфических колонок.

По относительным взаимоотношениям установлено, что субвулканические тела метавулканитов олондинской серии прорывают древнестановые плагиогранитогнейсы и сопровождающие их лейкограниты **[1]**. Возраст формирования древнестановых гранитоидов определен U-Pb методом по циркону в 3212±8 млн лет и 3172±24 млн лет **[4]**, а также по Sm-Nd изотопии временем внедрения гранитоидов тоналитового состава в породы тунгурчинской серии около 3.15 млрд лет назад **[2]**. Также установлено, что древнестановые плагиогранитогнейсы и вулканиты олондинской серии прорываются интрузивными гранитоидами преимущественно плагиогранитного состава (токкинский комплекс). Со стороны восточного контакта Олондинского пояса они имеют U-Pb возраст по цирконам (SHRIMP) 2862±14 млн лет **[3]**.

В структурной эволюции пояса выделяются четыре этапа деформаций, которые проявились в течение двух деформационных циклов: мезоархейского и палеопротерозойского. Этап D_1 представлен асимметричными сильно сжатыми изоклинальными складками F_1, которые диагностируются по структурам «складки (F_1) в складке (F_2)». Шарниры субвертикальны или очень круто погружаются в западном или восточном направлении в соответствии с падением крыльев складок F_2. Аналогичное падение имеют осевые поверхности, субмеридиональное простирание которых совпадает с простиранием линейных складок F_2. Складки первого этапа хорошо проявлены на мегауровне и картируются с помощью аэрофотоснимков вдоль левого борта р. Тарынг-Юрях. Рисунок складчатости в плане напоминает серию следующих друг за другом волн с интенсивно запрокинутыми гребнями (замками) в северном направлении, вероятно, в соответствии с направлением тектонических движений. Наблюдаются раздувы в ядрах и пережимы у оснований складок. Отмечается увеличение мощности слоев в замках по отношению к крыльям. Замки, как правило, овальной формы. Длина крыльев резко различная. Угол между осевой плоскостью и зеркалом складчатости очень мал (0–25°). В силу ярко выраженной асимметричности и запрокидывания замков длина волны и амплитуда определяются в значительной степени приближенно – 0.3–0.6 и 0.15–0.95 км соответственно.

Если обратиться к ретроспективному анализу и снять наложенные деформации D_2, то изоклинальные складки F_1 характеризуются изначально субгоризонтальными осевыми поверхностями и субширотно ориентированными шарнирами, т.е. являются лежачими. Складки F_1 образовались в результате горизонтальных сдвиговых деформаций, проявившихся под воздействием горизонтально направленных сил сжатия. Они представляют собой фрагменты структуры крупных лежачих изоклиналей покровного типа, сформировавшейся в процессе перемещения тектонических масс с юга на север. В складчатость F_1 вовлекаются все составляющие осадочно-вулканогенного разреза и древнестановые плагиогранитогнейсы вдоль западной границы Олондинского пояса в бассейне р. Тарынг-Юрях. Глубина проникновения деформаций D_1 в гранитоиды составляет около 500 м. Этот факт в совокупности с фактом прорывания древнестановых плагиогранитогнейсов субвулканическими телами олондинских вулканитов указывает на то, что древнестановые гранитоиды служили фундаментом для олондинской серии.

Этап деформаций D_2 основной и наиболее хорошо представленный. Он сформировал Олондинскую структуру, представляющую собой узкую крутозалегающую синклиналь F_2. Она раздваивается на две синклинальных ветви – Тарынг-Юряхскую (западную) и Токкинскую (восточную). Общий структурный облик ветвей определяется системой сжатых изоклинальных линейных складок F_2 с субмеридиональным и северо-восточным простиранием осевых линий соответственно. Эти складки хорошо картируются на мегауровне с помощью аэрофотоснимков. Шарниры складок F_2 полого (10–30°) погружаются на юг в западной и юго-запад – в восточной ветви. Осевые поверхности имеют субвертикальное или чаще восточное падение в Токкинской ветви и западное – в Тарынг-Юряхской. Длина волны значительно варьируется в зависимости от порядка складок, но всегда в 2–5 раз меньше амплитуды. В наиболее крупных складках она достигает 700 м, а в обычно картируемых на мезоуровне составляет около 5 м. Более мелкие складки, конформные и сингенетичные по отношению к крупным, осложняют их замки и крылья. Мощность слоев в замках складок больше, чем в крыльях. Угол между крыльями составляет 10–30° в зависимости от компетентности пород. Зеркало складчатости наклонено к осевым частям синклинальных структур. Угол между осевой плоскостью и зеркалом около 90°. Образование складок F_2, вероятно, происходило под действием сил сжатия, направленных по нормали к их осевым поверхностям, т.е. горизонтально. Глубина проникновения деформаций D_2 в гранитоиды фундамента (в отличие от D_1) картируется на полную обнаженную мощность залегания гранитоидов.

В течение этапа D_3 произошло усложнение и дооформление Олондинской структуры. Формирование системы гранитогнейсовых куполов F_3, связанных с внедрением токкинского комплекса плагиогранитов, привело к ее разветвлению на две составляющие и образованию межкупольных синформ F_3. Синхронные и сингенетичные с синформами складки F_3 (поперечные по отношению к линейным складкам F_2) диагностируются по плавному изгибанию шарниров и крыльев F_2 как в плане, так и в разрезе. В основном это открытые широкие складки с углами между крыльями от 50 до 140°. На мегауровне они хорошо картируются с помощью аэрофотоснимков. Длина волны обычно в 2–8 раз превышает амплитуду и варьируется в зависимости от порядка складок: на мегауровне от 0.25 до 2.50 км, на мезоуровне – от одного до первых десятков метров. Амплитуда при этом варьируется от 0.1 до первых метров на мезоуровне и от 50 до 700 м на мегауровне. Осевые поверхности складок F_3 образуют слабоизогнутые в плане формы, близко нормальные к осевым поверхностям складок F_2. В межкупольной синформе в долине руч. Сквозного и в пространствах, заключенных между активными выступами гранитогнейсовых куполов, угол между крыльями складок F_3 сужается до 40°. Над этими выступами, наоборот, складчатость менее напряженная, иногда брахиформная. Складки F_3 здесь представляют собой очень плавные изгибы осевых поверхностей складок F_2, конформных контактам гранитоидов, и образуют структуры облекания куполов.

Четвертый этап деформаций выделяется в самостоятельный редуцированный деформационный цикл. Это связано с временным отрывом (соответствующим времени образования удоканской серии) от предыдущего этапа D_3. Породы олондинской серии перекрыты метаморфизованными терригенными отложениями палеопротерозойской удоканской серии с базальным горизонтом карбонатно-терригенных пород, которые содержат гравийные зерна метавулканитов олондинской серии и прорывающих ее плагиогранитов. Этот факт свидетельствует о стратиграфическом несогласии между сериями. Стратиграфического налегания не сохранилось. Контакт удоканской серии с олондинской тектонический. Однако поверхность контакта, как и породы удоканской серии, смята в складки, что свидетельствует о доскладчатом или синскладчатом времени тектонизации стратиграфического контакта. Угол между крыльями складок составляет 100–120°. Степень сжатости складок увеличивается с запада на восток по направлению к разлому, ограничивающему Олондинскую структуру в левом борту р. Олондо. Рассчитанные шарниры погружаются в юго-восточном направлении (в сторону разлома). Сланцеватость, сопровождающая эти складки, секущая по отношению к слоистости, совпадает с приразломной сланцеватостью в породах олондинской серии. Этот факт однозначно указывает на постудоканский возраст рассматриваемого этапа деформаций зеленокаменного разреза олондинской серии.

Палеопротерозойский этап деформаций в олондинской серии выразился в формировании разломов и зон рассланцевания, приуроченных часто к ее контактам с гранитоидами. Эти структуры субсогласны с ориентировкой складчатых структур F_2 или секут их под острым углом. Разломы, ограничивающие Олондинскую структуру, обычно крутозалегающие, но иногда переходят в надвиги. Амплитуда горизонтальных смещений варьируется от 0 до 200 м (восточное ограничение Токкинской ветви). Сопровождающие их зоны рассланцевания (вязкие разломы)

также имеют крутое и пологое залегание. Так, субмеридиональная зона рассланцевания, вытянутая вдоль восточного ограничения Тарынг-Юряхской ветви, в участках глубокого эрозионного среза имеет западное падение с углами 70–80°. На участках с высоким гипсометрическим уровнем она переходит в систему субпараллельных пологих зон с восточным падением (<10–20°). Интенсивность рассланцевания, связанного с разломами палеопротерозойского этапа деформаций, которые ограничивают Олондинскую структуру с запада и востока в долине р. Олондо, постепенно снижается севернее в левом борту р.Тарынг-Юрях. Здесь произошло выклинивание зоны разлома, ограничивающего Олондинский зеленокаменный пояс с запада, поэтому в западном ограничении Тарынг-Юряхской синклинали сохранился стратиграфический контакт олондинской серии с фундаментом.

[1] *Головков А.В*. Стратиграфия и региональная геологическая позиция олондинской серии // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тезисы докладов IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. Хабаровск, 1990. С. 22–24.

[2] *Древнейшие породы Алдано-Станового щита*. Путеводитель Международной геологической экскурсии Проекта МПГК № 280 «Древнейшие породы Земли». Л., 1989. 260 с.

[3] *Baadsgaard H., Nutman A.P., Samsonov A.V*. Geochronology of the Olondo greenstone belt // 7th International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology. Geological Society of Australia Abstracts. Canberra, 1990. P. 6.

[4] *Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P*. The Aldan Shield of Siberia USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Precambrian Research. 1992. V. 54, № 4. P. 195–209.

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

2026. Выпуск 24. С. 69–71

ПРИЧИНЫ ВАРИАЦИЙ ФУГИТИВНОСТИ КИСЛОРОДА ОТ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫХ ДО ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ЗНАЧЕНИЙ В ГЛОБАЛЬНОЙ НАДСУБДУКЦИОННОЙ МАНТИИ

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

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

Сформировалось представление, что надсубдукционная литосферная мантия имеет окисленное состояние, субкратонная литосферная мантия (SCLM) – восстановленное, а океаническая литосферная мантия характеризуется промежуточными значениями фугитивности кислорода **[1]**. Но есть и информация об отклонениях от этой закономерности **[2, 3]**. Цель проведенного исследования – выявить диапазон изменения фугитивности кислорода в надсубдукционной литосферной мантии и обсудить возможные причины этого.

Мы рассчитали фугитивность кислорода в изученных нами перидотитовых массивах Центрально-Азиатского складчатого пояса, представляющих собой надсубдукционную литосферную мантию, а также в перидотитах надсубдукционных офиолитов New Caledonia **[4]**, для которых не публиковались данные о фугитивности кислорода. Расчет проводился с помощью программы SpfO2 (автор – T.J.B. Holland) по методу **[5]**. В нем используются составы хромшпинелида, оливина и ортопироксена пород. Для корректных сопоставлений этим же методом была пересчитана известная фугитивность кислорода по литературным данным. Выяснилось, что глобальная надсубдукционная литосферная мантия характеризуется широким диапазоном вариаций фугитивности кислорода от положительных до низких отрицательных значений.

Окисленное состояние перидотитов формируется в результате процессов, происходящих в надсубдукционной зоне. Это частичное плавление и взаимодействие перидотит-расплав, при которых происходит привнос трехвалентного железа и воды флюидами и расплавами **[6]**. Модель образования преддуговых перидотитов предполагает декомпрессионное плавление астеносферного вещества над зоной субдукции, причем сначала безводное, а затем с привносом субдукционного компонента **[7, 8]**. В результате последовательно образуются реститы разной степени плавления с геохимическими характеристиками перидотитов от абиссальных до преддуговых, а также серия комплементарных к ним FAB-IAT-бонинитов. Безводное плавление приводит к уменьшению отношения $Fe^{3+}/\sum Fe$, а буферируемое флюидом водное плавление – к росту отношения $Fe^{3+}/\sum Fe$ в реститовых перидотитах **[9]**. В соответствии с этой гипотезой в надсубдукционной мантии присутствуют перидотиты с фугитивностью кислорода от значений, как в абиссальных условиях, до более высоких, характерных для преддуговых перидотитов. В преддуговых гарцбургитах Torishima Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы **[10]** $\Delta logfO_2$(FMQ) варьируется от +0.24 до +1.45. В том же диапазоне значения фугитивности кислорода, например, в гарцбургитах, офиолитов Yushigou **[11]**, массива Ouasse Bay офиолитов New Caledonia **[4]**, части массивов офиолитов Thetford Mines **[2]** и SW Turkey **[12]**. Более низкие значения $\Delta logfO_2$(FMQ) от –1.01 до +1.08 в гарцбургитах Tonga интерпретируются как результат ранней стадии плавления над зоной субдукции без добавления субдукционного компонента и последующего преобразования бонитовыми расплавами **[13]**.

Взаимодействие с расплавом может происходить в соответствии с реакцией Ol+L1 → Opx+Cpx+L2 и приводить к образованию из исходных гарцбургитов более фертильных пород вплоть до лерцолитов. Взаимодействие с островодужными расплавами приводит к росту фугитивности кислорода в перидотитах; например в ксенолитах Grenada **[14]** $\Delta logfO_2$(FMQ) варьируется от +0.72 до +2.36, а в изученных нами перидотитах Алаг-Хадни ΔlogfO2(FMQ)=+1.07. Изученные нами перидотиты Эрдэнэ-Уул представляют собой импрегнированные плагиоклазовые лерцолиты, они характеризуются повышенными значениями фугитивности кислорода, $\Delta logfO_2$(FMQ) варьируется от +1.19 до +1.80, что обусловлено их формированием в надсубдукционной зоне. Импрегнированные Pl лерцолиты офиолитов Othris **[15]**, образовавшиеся в срединно-океаническом хребте при взаимодействии с MORB-подобными расплавами, имеют такую

же фугитивность кислорода, как их гарцбургитовые протолиты, $\Delta\log fO_2$(FMQ) варьируется от –0.08 до +0.55. Взаимодействие гарцбургитов с бонинитоподобными расплавами по вышеприведенной реакции может приводить к образованию пироксенитов замещения. Это процесс изучался нами в восточной части массива Эгийнгол. Пироксениты характеризуются умеренными положительными значениями фугитивности кислорода, $\Delta\log fO_2$(FMQ) варьируется от +0.43 до +0.78.

Гарцбургиты с низкими отрицательными значениями фугитивности кислорода мы обнаружили в перидотитовых массивах Хара-Нур (ΔlogfO2(FMQ) от –1.4 до –3.2) и Оспин ($\Delta\log fO_2$(FMQ) от –1.04 до –3.39) из надсубдукционных офиолитов Восточного Саяна, эффузивные члены которых представлены бонинитами, а также в западном блоке орогенного массива Эгийнгол ($\Delta\log fO_2$(FMQ) от –0.60 до –1.96) (Монголия). Анализ геохимических особенностей гарцбургитов массива Хара-Нур показал, что это может быть блок SCLM, перемещенный в мантийный клин, где породы массива испытали преобразование с бонинитоподобными расплавами **[16]**. Установленные нами отрицательные значения фугитивности кислорода ($\Delta\log fO_2$(FMQ) от –0.72 до –4.94) в гарцбургитах массивов Me Maoya и du Sud офиолитов New Caledonia **[4]** позволяют сделать вывод, что присутствие блоков SCLM характерно для глобальной надсубдукционной литосферной мантии. Такие перидотиты имеют ультрадеплетированный состав, более древний возраст Re-деплетирования по сравнению с возрастом формирования бонинитов, а также микроструктурные и геохимические признаки взаимодействия с бонинитовыми расплавами. Они не плавились в надсубдукционной зоне и не комплементарны бонинитам офиолитовых разрезов.

Ультрадеплетированные гарцбургиты с древним возрастом Re-деплетирования и отрицательными значениями фугитивности кислорода обычны и для океанической литосферы. Это, например, ксенолиты из вулканов океанического плато Kerguelen **[17]**, гарцбургиты офиолитов Yunzhug из плато Tibetan **[18]**, гарцбургиты Gakkel Ridge **[3]** и гарцбургиты трансформного разлома Fifteen-Twenty **[19]**. Ультрадеплетированные гарцбургиты с низкими отрицательными значениями фугитивности кислорода, комплементарные к коматиитам, могут образоваться в результате декомпрессионного безводного плавления астеносферной мантии, которое начинается в гранатовой и продолжается в шпинелевой фации глубинности. Этот процесс плавления был промоделирован в работе **[3]**, в которой рассматривается генезис гарцбургитов Gakkel Ridge с вариациями ΔlogfO2(FMQ) от –1.38 до –4.35.

Блоки SCLM могут попадать в океаническую литосферу в результате раскола континентов **[20]**, оказаться в надсубдукционной зоне и переместиться в мантийный клин восходящими потоками при спрединге над зоной субдукции.

Таким образом, глобальная надсубдукционная литосферная мантия характеризуется широкими вариациями фугитивности кислорода от положительных до низких отрицательных значений, что обусловлено разным генезисом слагающих ее перидотитов.

Исследование выполнено в рамках госзадания ИГХ СО РАН, проект 0284-2026-0013.

[1] *Foley S.F*. A reappraisal of redox melting in the Earth's mantle as a function of tectonic setting and time // Journal of Petrology. 2011.V. 52. P. 1363–1391.

[2] *Pagé P., Bédard J. H., Schroetter J.-M., Tremblay A.* Mantle petrology and mineralogy of the Thetford Mines Ophiolite Complex // Lithos. 2008. V. 100. P. 255–292.

[3] *Birner S., Cottrell E., Davis F.A., Warren, J.M*. Deep, hot, ancient melting recorded by ultralow oxygen fugacity in peridotites // Nature. 2024. V. 631. P. 801–807.

[4] *Xu Y., Lui C.-Z., Lin W*. Melt extraction and reaction in the forearc mantle: constraints from trace elements and isotope geochemistry of ultra-refractory peridotites of the New Caledonia Peridotite Nappe // Lithos. 2021. V. 380–381. 105882.

[5] *Miller W.G.R., Holland T.J.B., Gibson S.A*. Garnet and spinel oxybarometers: new internally consistent multi-equilibria models with applications to the oxidation state of the lithospheric mantle // Journal of Petrology. 2016. V. 57. P. 1199–1222.

[6] *Parkinson I.J., Arculus R.J*. The redox state of subduction zones: insights from arc-peridotites. Chemical Geology. 1999. V. 160. P. 409–423.

[7] *Reagan M., Pearce J.A., Shervais J.W., Christenson G.*L. Subduction initiation as recorded in the Izu-Bonin-Mariana forearc // Earth-Science Reviews. 2023. V. 246. 104573.

[8] *Birner S.K., Warren J.M., Cottrell E. et al*. Forearc peridotites from Tonga record heterogeneous oxidation of the mantle following subduction initiation // Journal of Petrology. 2017. V.58. P. 1755–1780.

[9] *Bénard A., Woodland A.B., Arculus R.J. et al*. Variation in sub-arc mantle oxygen fugacity during partial melting recorded in refractory peridotite xenoliths from the West Bismarck Arc // Chemical Geology. 2018. V. 486. P. 16–30.

[10] *Parkinson I.J., Pearce J.A.* Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a supra-subduction zone setting // Journal of Petrology. 1998. V. 39. P. 1577–1618.

[11] *Song S., Su L., Niu Y. et al*. CH4 inclusions in orogenic harzburgite: evidence for reduced slab fluids and implication for redox melting in mantle wedge // Geochimica et Cosmochimica Acta 2009. V. 73. P. 1737–1754.

[12] *Aldanmaz E., Schmidt M.W., Gourgaud A., Meisel T.* Mid-ocean ridge and supra-subduction geochemical signatures in spinel–peridotites from the Neotethyan ophiolites in SW Turkey: Implications for upper mantle melting processes // Lithos. 2009. V. 113. P. 691–708.

[13] *Birner S.K., Warren J.M., Cottrell E. et al*. Forearc peridotites from Tonga record heterogeneous oxidation of the mantle following subduction initiation // Journal of Petrology. 2017. V. 58. P. 1755–1780

[14] *Parkinson I.J., Arculus R.J., Eggins S.M*. Peridotite xenoliths from Grenada, Lesser Antilles Island Arc // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2003. V. 146. P 241–262.

[15] *Barth M.G., Mason P.R.D., Davies G.R. et al*. Geochemistry of the Othris ophiolite, Greece: evidence for refertilization? // Journal of Petrology. 2003. V. 44. P. 1759–1785.

[16] *Gornova M.A., Belyaev V.A., Karimov A.A. et al*. Supra-subduction melt modification of the fossil subcontinental lithospheric mantle: insights from ultra-depleted Khara-Nur ophiolitic peridotites (Eastern Sayan, central Asian orogenic belt) // Frontiers in Earth Sciences. 2023. V. 11. 1270053.

[17] *Wasilewski B., Doucet L.S., Moine B. et al*. Ultra-refractory mantle within oceanic plateau: petrology of the spinel harzburgites from Lac Michèle, Kerguelen Archipelago // Lithos. 2017. V. 272–273. P. 336–349.

[18] *Huang X.-X., Shi R.-D., Gong X.-H. et al*. Oceanization of the subcontinental lithospheric mantle recorded in the Yunzhug ophiolite, Central Tibetan Plateau // Lithos. 2020. V. 370–371. 105612.

[19] *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, 150 20′N: ODP Hole 1274A // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 153. P. 303-319.

[20] *O'Reilly S.Y., Zhang M., Griffin W.L. et al*. Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: a solution to the geochemical "mantle reservoir" problem? // Lithos. 2009. V. 112. P. 1043–1054.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 72–74

ВЕРХНЕВИЗЕЙСКО-ВЯТСКИЙ МЕГАЦИКЛ: ПРОБЛЕМЫ ДИАГНОСТИКИ ГРАНИЦ (ЗАПАДНАЯ ПЕРИФЕРИЯ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА)

В.С. Гриненко

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

В модельном ряду объекта исследований, включающего позднепалеозойский стратиграфический разрез **[1–3]**, показаны местные геологические тела сибирского подкомплекса верхоянского терригенного комплекса (ВТК), сформированного в западной периферии Восточно-Сибирского осадочного бассейна (ВСОБ). В приведенном сводном разрезе изучены бассейновые, в т.ч. морские, прибрежно-морские, прибрежно-континентальные; глинистые, глинисто-песчаные; турбидитовые и олистостромовые обстановки осадконакопления **[4]**. Установлены нижняя и верхняя границы мегацикла. Эти границы – трансгрессивные и несогласные. Ювенильный уровень подошвы и кровля мегацикла прослежены по латерали в разрезах сопредельных районов западной периферии ВСОБ, в близких по генезису обстановках осадконакопления **[5, 6]**. Внутри верхневизейско-вятского мегацикла исследованиями не зафиксированы какие-либо уровни региональных стратиграфических перерывов, генетически связанных с рубежами тектономагматической активизации. К перспективной минерагении отнесены повышенные содержания химических элементов благородной, халькофильной, сидерофильной и редкоземельной групп, уровни которых в разрезе генетически тяготеют к литологическому слоевому чередованию в стратонах: аргиллит – алевролит – песчаник **[7]**. В основу выделения мегацикла в западной периферии ВСОБ положено существенное изменение литологического состава структуры разреза в целом и фиксированная вулканическая активность в кровле верхнего палеозоя. Это один из наиболее крупных мегациклов ВТК, трансгрессивно покрывающий верхнетурнейско-нижневизейский мегацикл и маркирующий собой на северо-востоке и востоке Сибирской платформы верхнюю часть герцинской эпохи орогенеза.

Ранее в верхнем палеозое Верхоянья были диагностированы семь крупных осадочных циклов I порядка **[8]**. В разрезе верхнего палеозоя обозначены десять циклов I порядка, а в ранге серий – девять. В карбоне два нижних цикла I порядка фигурируют впервые как серии: ювенильная транзитная и, выше нее, чочимбальская. На чочимбальской, в объеме циклов I порядка карбона, диагностированы серии: имтанджинская, солончанская и кыгылтасская; в ранге циклов I порядка перми подтверждена стратификация эчийской, тумаринской, деленжинской, дулгалахской серий **[9]**. Остатки фауны и флоры из отложений верхнего палеозоя достаточны для установления границ между крупными осадочными циклами I порядка и диагностики подразделений в ранге серий **[10]**. Положение в структуре разреза каждого осадочного цикла I порядка накладывает свой отпечаток на его вещественный состав, на содержание фауны и флоры, на их комплексы и отдельные виды, ранжируя разрез бассейна снизу вверх **[5, 11]**. В структуре разреза герцинская эпоха орогенеза представлена нижнекаменноугольным уровнем развитой коры выветривания и присутствием выше нее высокозрелых отложений титехской серии Кютюнгдинского грабена. Корреляция синхронных разрезов в пределах платформы **[10, 12, 13]** и увязка титехской серии (рисунок) посредством ханельберинского регионального горизонта позволили сопоставить их между собой и хаятинскую серию Ыгыаттинской впадины Вилюйской синеклизы. В западной периферии складчатой области этому уровню соответствуют ювенильные крестяхские конгломераты ВТК Северного Верхоянья и транзитная серия верхнего турне – нижнего визе Западного Верхоянья **[14]**.

Содержание свободного глинозема в породах геологических тел тетигихаинской и хаятинской серий достигает в отдельных случаях первых десятков процентов. Немногочисленные маломощные реликты кор выветривания в виде «докатских слоев» известны на юго-западе Вилюйской синеклизы и на востоке платформы – в Алданской антеклизе (Бологур-Юряхский грабен,

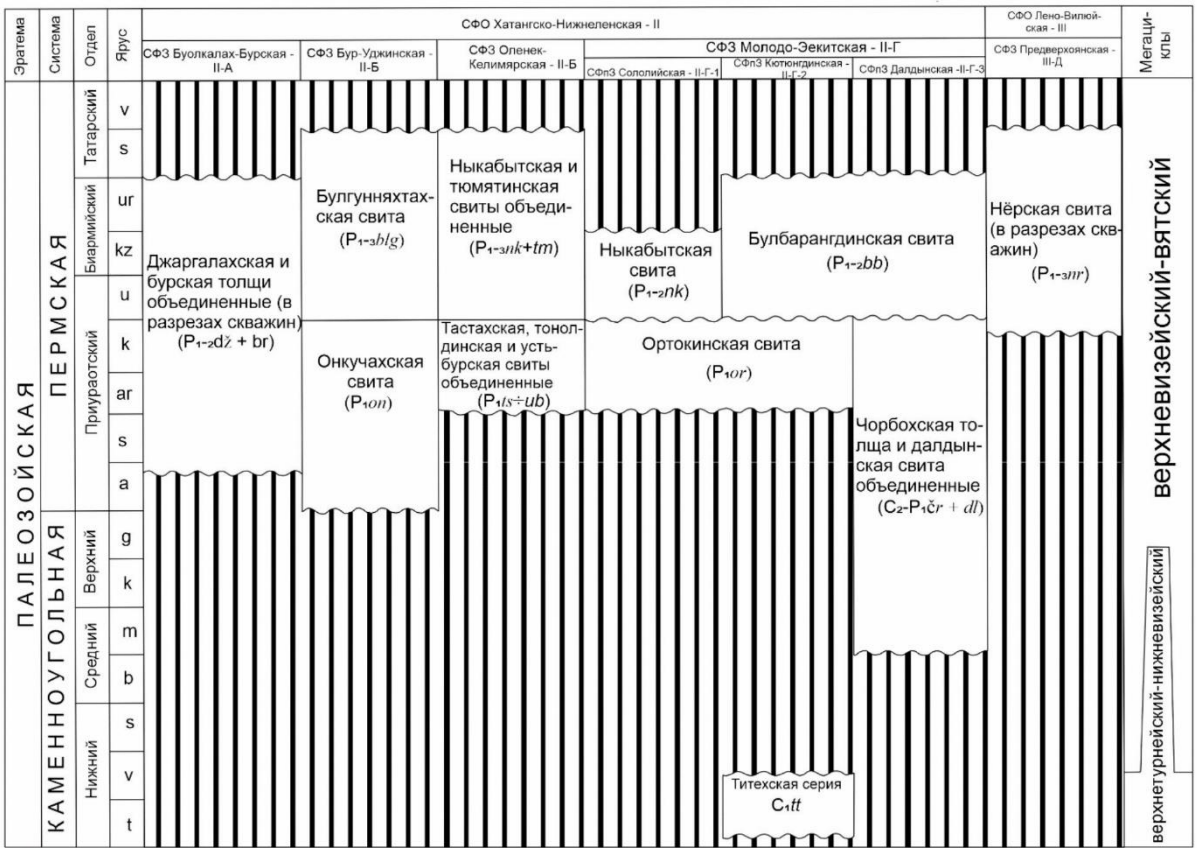


Схема корреляции образований геологических подразделений (верхнетурнейский – нижневизейский, верхневизейский – вяткий мегациклы).

по **[15]**). Завершение верхневизейско-вятского мегацикла в западной периферии ВСОБ ознаменовалось формированием предтриасовой поверхности выравнивания **[16]**. Здесь ее возникновение связывается с региональным стратиграфическим перерывом, маркированным продуктами коры выветривания (каолинитовые глины с монтмориллонитом). Достаточно мощные прослои туфов и туффитов (до 3.0 м и более) в пограничных слоях кровли перми и подошвы триаса **[17]** прослеживаются почти на 500 км на северо-восточном крыле Верхоянского мегантиклинория (бассейны рек Омолой, Хараулах, Бытантай, Дулгалах, Эчий, Аркачан, Ньюектамэ, Сартанг и др.), а также в виде стратиграфического перерыва в ювенильной части разреза цикла. Все это и вышеизложенное в публикации **[18]** предопределили выделение верхневизейско-вятского мегацикла в целях корреляции разновозрастных и разобщенных разрезов западной периферии ВКСО.

Исследование выполнено по плану научно-исследовательских работ ИГАБМ СО РАН в соответствии с утвержденной Минобрнауки программой проекта FUFG-2024-0005.

[1] *Андрианов В.Н.* Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья (Томпо-Эчийское междуречье). М.: Наука, 1966. 133 с.

[2] *Будников И.В., Гриненко В.С., Давыдов Н.Е.* Проблемы стратиграфии каменноугольных отложений Западного Верхоянья // Стратиграфия и литофациальный анализ верхнего палеозоя Сибири: Сборник научных трудов. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 32–44.

[3] *Будников И.В. Гриненко В.С., Клец А.Г.* Верхоянский складчатый пояс – ключевой регион для решения проблем стратиграфии верхнего палеозоя Сибири // Отечественная геология. 1994. № 8. С. 42–46.

[4] *Гриненко В.С., Будников И.В., Клец А.Г.* Олистостромы в пермском разрезе центральной части Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. 1997. № 2. С. 36–43.

[5] *Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г., Кутыгин Р.В., Сивчиков В.Е.* Модель формирования верхнепалеозойских отложений востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (закономерности осадконакопления, районирование, корреляции) // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 86–92.

[6] *Будников И.В., Клец А.Г., Кутыгин Р.В., Бяков А.С., Гриненко В.С.* Схема пермских отложений Верхояно-Охотского субрегиона (унифицированная) // Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою северо-востока России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. С. 127–145.

[7] *Гриненко В.С., Баранов В.В.* Верхояно-Охотская черносланцевая рудоносная провинция на северо-востоке Евразии и ее перспективная минерагения // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов: Сборник тезисов докладов XIII Международной научно-практической конференции (10–12 апреля 2024 г.). М.: ЦНИГРИ, 2024. С. 96–98.

[8] *Гриненко В.С.* Верхний палеозой зоны перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография: Материалы Всероссийской научной конференции. Казань: КГУ, 2007. С. 83–88.

[9] *Бетехтина О.А., Батяева С.К., Дрягана Л.Л., Горелова С.Г.* Биогеохронологическая шкала верхнего палеозоя Ангариды // Стратиграфия и литофациальный анализ верхнего палеозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 14–23.

[10] *Клец А.Г., Будников И.В., Кутыгин Р.В., Гриненко В.С.* Схема каменноугольных отложений Верхояно-Охотского субрегиона (унифицированная) // Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою северо-востока России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. С. 98–110.

[11] *Бетехтина О.А., Батяева С.К., Дрягана Л.Л., Горелова С.Г.* Верхний палеозой Ангариды. Фауна и флора. Новосибирск: Наука, 1988. 265 с.

[12] *Гриненко В.С., Трущелев А.М.* Каменноугольная система // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Анабаро-Вилюйская. Масштаб 1:1000000. Лист R-51 (Джарджан): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. С. 50–59.

[13] *Гриненко В.С., Трущелев А.М.* Пермская система // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Анабаро-Вилюйская. Масштаб 1:1000000. Лист R-51 (Джарджан): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. С. 60–70.

[14] *Гриненко В.С.* Каменноугольная система // Госгеолкарта РФ. Серия Верхояно-Колымская. Масштаб 1:1000000. Лист Q-52 (Верхоянские цепи): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. С. 9–26.

[15] *Мишнин В.М., Гриненко В.С.* Новые представления о реликтах каменноугольных отложений бассейна р. Амга – новый пролонгирующий фактор методики поисков коренных месторождений алмаза на закрытых территориях (Центральная Якутия) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2006. № 1. С. 108–113.

[16] *Гриненко В.С.* Пермская система // Госгеолкарта РФ. Серия Верхояно-Колымская. Масштаб 1:1000 000. Лист Q-52 (Верхоянские цепи): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. С. 26–35.

[17] *Андрианов В.Н., Андрианова В.А*. Некоторые новые данные о вулканизме на рубеже пермского и триасового периодов области Верхоянской геосинклинали // Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. Якутск, 1970. Вып. 16. С. 137–145.

[18] *Ян-Жин-Шин В.А., Урзов А.С., Гриненко В.С., Бирюлькин Г.В., Сластенов Ю.Л., Спектор В.Б., Камалетдинов В.А., Прокопьев В.С*. Новый этап картографирования территории Якутии // Отечественная геология. 1994. № 8. С. 25–27.

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

2026. Выпуск 24. С. 75–77

АДАКИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ АЖИКСКОГО МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ В ТУВЕ

Н.И. Гусев, А.А. Рассолов, Л.Ю. Романова

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

Ажикское рудопроявление расположено в одноименном плутоне Хамсаринского батолита, в 25 км южнее Аксугского медно-порфирового месторождения. В пределах рудного поля размером 4×2 км породы представлены амфиболовыми габбро, габбро-диоритами, диоритами и тоналитами первой фазы, плагиогранитами, гранодиорит-порфирами (адамеллитами) и гранит-порфирами второй фазы. Гранодиорит-порфиры с выделениями кварца размером 4–10 мм, реже до 20 мм, образуют штокообразные тела, вокруг которых развита медно-молибденовая минерализация, представленная молибденитом, халькопиритом, пиритом, вторичными медными минералами. Вторичные изменения проявлены в виде калишпатизации, окварцевания, филлизитизации и аргиллизации. Наиболее насыщены кварцевыми прожилками с рудными минералами филлизитизированные гранодиориты с порфировидными выделениями кварца. Выделяется «кварцевое ядро» размером в плане 200×300 м. Оно сложено брекчиями, возможно флюидо-эксплозивными, на кварцевом цементе, кварцевыми жилами, серицит-кварцевыми породами. Содержание жильного кварца в «ядре» 25–70 %. Промышленное оруденение пересечено двумя скважинами в интервалах глубин 227–298 м (скв. 3) и 159–284 м (скв. 1), причем скважины не вышли из руды. В этих интервалах установлены рудные пересечения мощностью от 7–15 до 24–66 м с содержанием Mo 0.047–0.120 %. Для оценки ресурсного потенциала была принята предполагаемая протяженность зоны «слепого» оруденения 1000 м при ширине 400 м, средней мощности залежи 66.7 м, среднем содержании Mo 0.08 %. Паспортом ГКМ учитывается только 11 тыс. т молибдена, при этом авторская оценка прогнозных ресурсов молибдена по категории P1+P2 составляет 100 тыс. т **[1]**.

Магматические породы Ажикского рудного поля относятся к известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной сериям. Магнезиальность пород (mg#=Mg/(Mg+Fe) в молекулярных количествах) варьируется от 70–71 в габбро, 55–58 в тоналитах до 25–31 в гранодиоритах и гранитах. Породы перглиноземистые (ASI 1.01–1.14), тип щелочности натриевый Na_2O/K_2O=1.10–1.77. На спайдерграммах (рис. 1) отчетливо проявлено обогащение пород Cs, Rb, Ba, Th, U, Pb, Sr, Zr и отрицательные аномалии по Ti, Ta, Nb, P, что указывает на присутствие корового компонента в магматическом очаге. Содержание РЗЭ последовательно снижается от кварцевых диоритов и тоналитов ранней фазы (ΣREE =97–108 г/т) к гранодиоритам (ΣREE=71 г/т) и гранитам (ΣREE=58–60 г/т). В этом же направлении увеличивается степень фракционированности РЗЭ: величина $(La/Yb)_N$ увеличивается от диоритов и тоналитов $(La/Yb)_N$=15–16 к гранодиоритам $(La/Yb)_N$=24 и гранитам $(La/Yb)_N$=29–32. Eu-минимум отсутствует, в гранодиоритах и гранитах отмечается. положительная аномалия (Eu/Eu*=1.4–1.5). Весь породный ряд характеризуется высоким отношением Sr/Y=23–98, что в совокупности с высокими отношениями $(La/Yb)_N$ указывает на принадлежность гранитоидов Ажикского рудного поля к адакитовой серии (SiO_2≥56 мас. %, Y<10 ppm, Sr>300 ppm, Sr/Y>20, $(La/Yb)_N$>20). Различают классические адакиты, производные субдуцируемой океанической коры (O-тип (oceanic) и производные утолщенной земной коры (C-тип (continental) адакиты **[2]**. В пользу континентального происхождения ажикских адакитов низкое содержание Sc 1.88–10.4 ppm и повышенное отношение Th/Yb=5.8–18.6, что сближает их с адакитами медно-порфирового пояса Южного Тибета. В пользу латитовой серии указывают повышенные величины Ba/Rb: габбро 17.2, граниты 27, но низкие в тоналитах и гранодиоритах – 11–13.

Образование адакитов Ажикского рудного поля связано с плавлением ранее субдуцированных слэбов океанической коры (рис. 2). Продуктивными на порфировое оруденение являются только гранитоиды с низким содержанием Mn и Y (рис. 2, *в*).

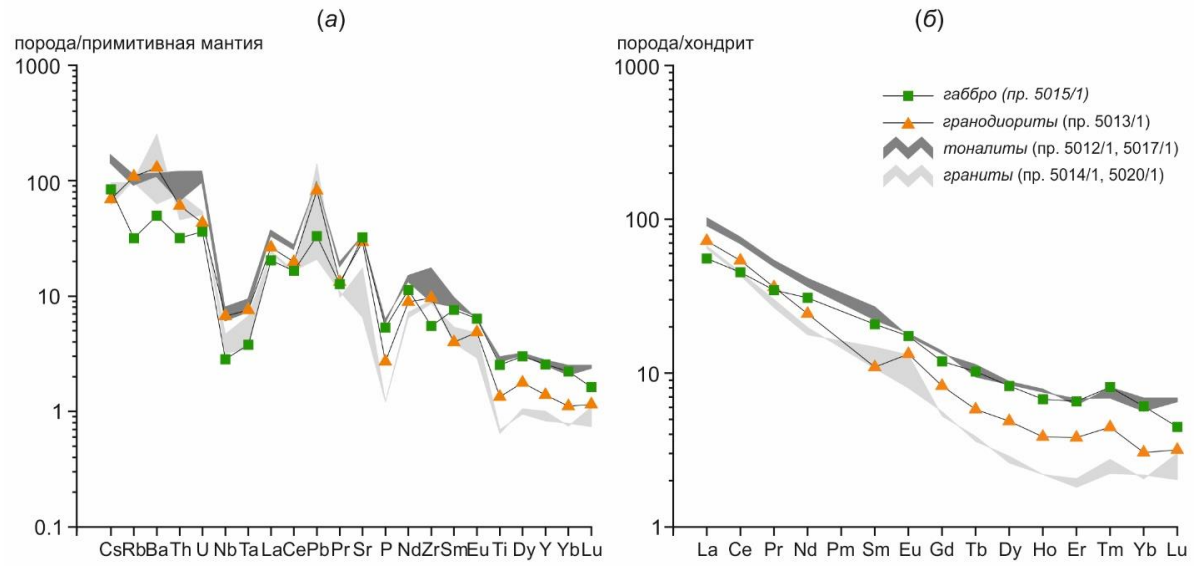


Рис. 1. Мультиэлементные диаграммы для Ажикского рудного поля.

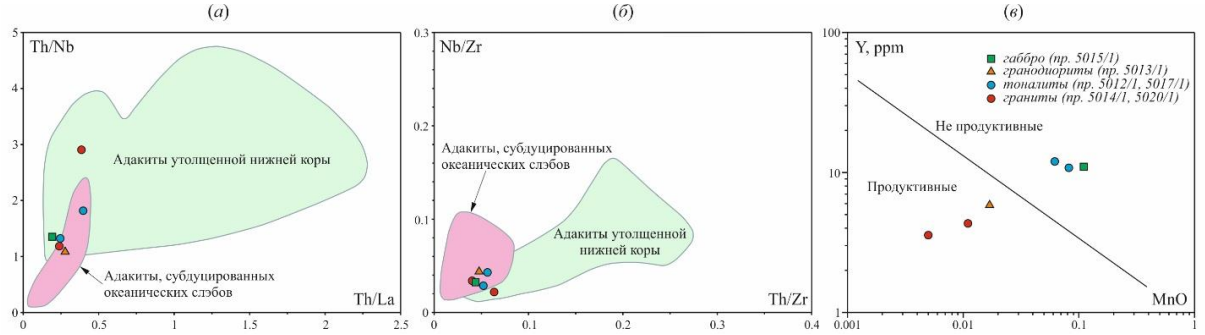


Рис. 2. Типизация адакитов (*а*), (*б*) по **[2]** и оценка продуктивности на порфировое оруденение (*в*) по **[3]** пород Ажикского рудного поля.

В Ажикском рудном поле датированы четыре пробы (рис. 3): гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, граниты и габбро. Для адакитовых гранитоидов получен близкий возраст 484±5 – 482±5 млн лет (O_1). Для габбро в рудном поле также получен раннеордовикский возраст (478±3 млн лет), но несколько моложе, чем для гранитоидов, что может указывать на их пострудный характер.

В Тувино-Монгольской островной дуге субдукционный этап завершился около 520 млн лет назад и медно-порфировые месторождения формировались после аккреции/коллизии островной дуги с Тувино-Монгольским микроконтинентом в результате андерплейтинга гидратированной мантийной магмы. Промышленное медно-порфировое оруденение в Туве связано с позднекембрийском таннуольским комплексом, проявленным на месторождениях: Аксугском 500±6 – 499±6 млн лет назад, Кызыкчадрском 490±4 млн лет назад. В отличие от медно-порфировых месторождений молибден-порфировый магматизм на Ажикском рудопроявлении проявился примерно на 15 млн лет позже (484±5 – 482±5 млн лет). Наиболее близким к ажикским гранитоидам в Туве по возрасту является байдагский гранодиорит-плагиогранитовый комплекс (478±5 – 474±3 млн лет), в составе которого также отмечались адакитовые разности гранитоидов. Продуктивность на молибден постколлизионного магматизма известна давно. С магматизмом, проявленным примерно через 50 млн лет после завершения островодужного этапа, связан Cu-Mo пояс Gangdese в Тибете и мирового класса Mo-порфировые месторождения на западе США (Климакс, Хендерсон и др.).

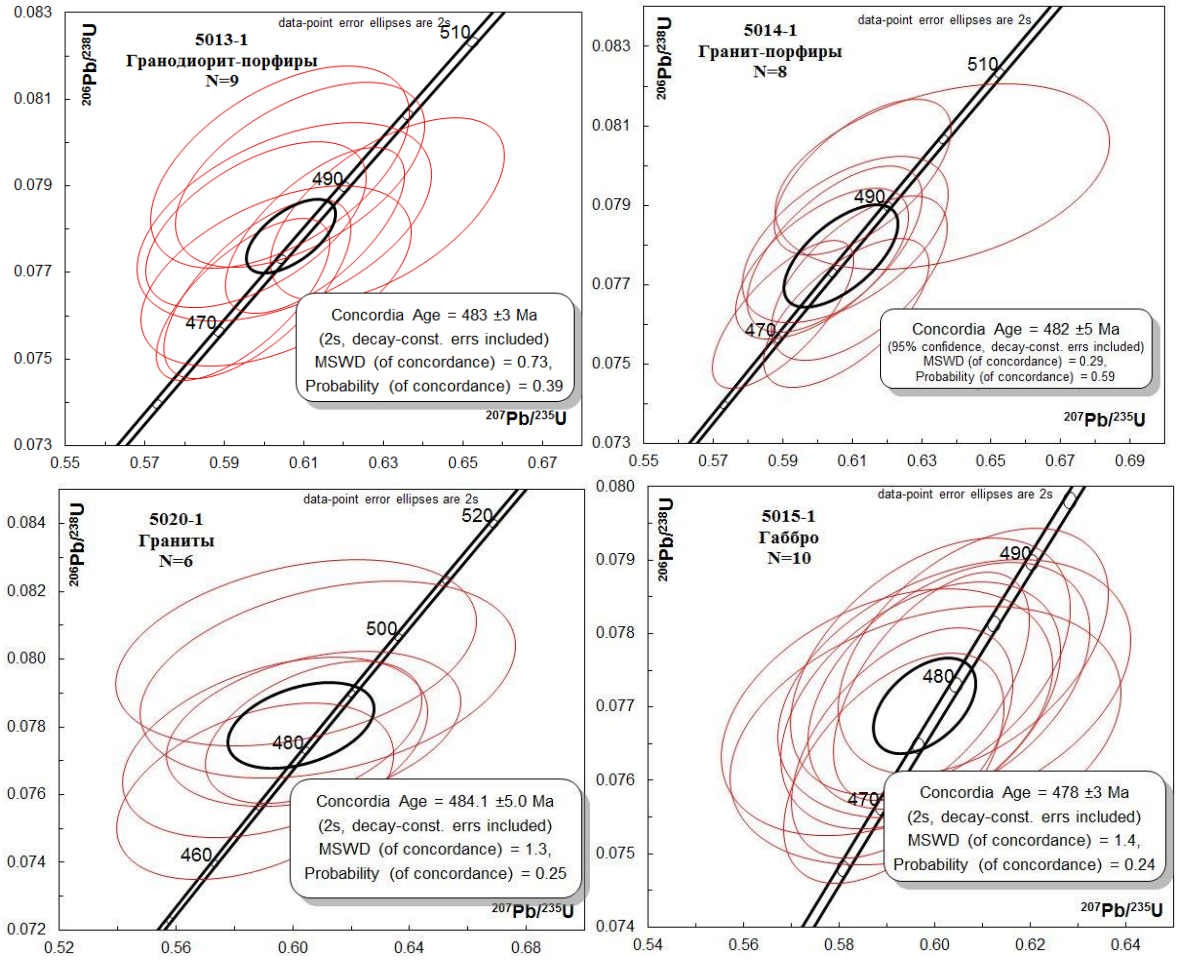


Рис.3. Возраст циркона (U-Pb метод, SHRIMP) из пород Ажикского рудного поля.

В Алтае-Саянской области магматизм Ажикского проявления по возрасту ближе к молибден-порфировому Сорскому месторождению в Хакасии, где по результатам датирования 11 проб (диориты, сиениты и граниты) получен возраст 484±3 – 475 ±3 млн лет (O_1). Сорские лейкогранит-порфиры (6 проб) имеют возраст 476±4 – 450±3 млн лет, а «рудные порфиры» с молибденовой минерализацией показывают 450–451 млн лет (O_2). Среднеордовикских значений в Ажикском рудном поле не получено, но магматические образования кызылдагской свиты (O_{2-3}) в Тувинском регионе развиты широко, при этом Mo-минерализация с ними не отмечалась.

[1] *Лебедев Н.И.* Минеральные ресурсы Тувы: обзор и анализ полезных ископаемых / Ред. В.И. Лебедев Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2012. 284 с.

[2] *Zhao J.L., Wu B., Zhang X. et al*. Petrogenesis of Early Paleozoic adakitic granitoids in the eastern Qilian Block, northwest China: implications for the South Qilian Ocean subduction // Mineralogy and Petrology. 2021. V. 115. P. 687–708.

[3] *Baldwin J.A., Pearce J.A.* Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes // Economic geology. 1982. V. 77. P. 664–674.

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

2026. Выпуск 24. С. 78–79

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ ЯЗУЛИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС А-ТИПА В ГОРНОМ АЛТАЕ

Н.И. Гусев, О.М. Попова, А.Л. Пономарев

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

Язулинский габбро-гранодиорит-лейкогранитовый комплекс представлен выходами интрузивных пород в бортах р. Чулышман в районе пос. Язулу на площади более 30 км^2 **[1]**. Ареал интрузий находится на сочленении разломов северного продолжения девонского Ильдугемского грабена и системы сдвиго-раздвиговых разломов по долине р. Чулышман. Габбро, диориты, кварцевые диориты и тоналиты в междуречье рек Каракем и Мал. Каракем на площади около 7 км^2 образуют Каракемский массив. Гранодиориты, преобладающие в правобережье р. Язулу, выделяются как Язулинский массив, и на водоразделе рек Каракем и Маярык – как Маярыкский массив. Общая площадь гранодиоритовых массивов составляет порядка 10 км^2. Кроме того, граниты и лейкограниты на водоразделе Верх. Тартагай и Мал. Каракем площадью 7 км^2 образуют Тартагайский массив **[1]**.

Петрографическая характеристика наиболее распространенных разностей пород следующая.

Габброиды (%): плагиоклаз ($An_{59–62}$, иногда $An_{43–45}$) 40–70 %, клинопироксен (диопсид, авгит) 5–30 %, роговая обманка – 1–40 %, ортопироксен 0–2 %, биотит 1–3 %, рудный 3–5 %.

Тоналиты: плагиоклаз (An_{23}) 55–60 %, кварц 25–30 %, микроклин 1–2 %, биотит 5–10 %, роговая обманка 1 %.

Гранодиориты (%): зональный плагиоклаз (центр An_{33}, края An_{22-23}) 43–45 %, кварц 20 %; микроклин-пертит 10–15 %, биотит 10–15%, роговая обманка 5–6 %.

Лейкограниты (Тартагайкий массив) состоят из серицитизированного олигоклаза (An_{29}) 20–25 %, ортоклаз-пертита 35–40 %, кварца 30–35 %, редких нацело хлоритизированных пластинок биотита 1–5 % с развивающимися по темноцвету лейкоксенизированными зернами эпидота и тяготеющими к ним зернами рудного минерала.

В составе первой фазы комплекса присутствуют габбро, габбро-нориты и шошонитовые габбро. Породы магнезиальные (mg#=51–59) и метаглиноземистые, принадлежат известково-щелочной серии. На спайдерграммах фиксируется их обогащение K, Cs, Rb, Ba, Pb, Nd, Zr и деплетированность по P, Nb. Отрицательная аномалия Ti не проявлена. Содержание редкоземельных элементов невысокое (ΣREE=63–118 ppm), умеренное фракционированное распределение ($(La/Yb)_N$=3.8–5.2) со слабым Eu-минимумом (Eu/Eu* 0.87–0.96). Дифференциатами ранней фазы являются тоналиты и гранодиориты с положительной Eu-аномалией (Eu/Eu*=1.06–1.61), более высоким, чем у габброидов, содержанием REE (ΣREE=101–183 ppm), низким содержанием Cr – 8.9–22 ppm и повышенным содержанием Ba – 616–1250 ppm и Zr 286–490 ppm.

Третья фаза внедрения представлена диоритами и их дифференциатами: тоналитами и гранодиоритами. Породы 3-й фазы отличаются наличием Eu-минимума. По сравнению с дифференциатами первой фазы они более обогащены Fe, Mg, Cr. На спайдерграммах сильнее проявлена деплетированность по Ba, Nb, Ta, Sr, P, Ti, но выше содержание REE (ΣREE=163–258 ppm) и более проявлена их фракционированность $(La/Yb)_N$=6–12 с отчетливым Eu-минимумом (Eu/Eu*=0.51–0.70). Породы первых трех фаз формировались в восстановительной среде, относятся к ильменитовой серии (Fe_2O_3/FeO=0.15–0.46).

Граниты, лейкограниты и кварцевые сиениты IV фазы, согласно классификации **[2]**, железистые, известково-щелочные и щелочно-известковистые, плюмазитовые (ASI=1.1–2.40). В отличие от предыдущих фаз они кристаллизовались из окисленной магмы и относятся к магнетитовой серии (Fe_2O_3/FeO=0.93–2.74). Граниты отличаются повышенным содержанием Cs, Rb, Pb, Nd, Zr, отрицательными аномалиями Ti, Nb, Ta, Sr, P. Содержание REE высокое (ΣREE=203–

348 ppm), хорошо проявлен Eu-минимум (Eu/Eu*=0.55–0.59). Фракционированность REE сильная $(La/Yb)_N$=25–40, но в отличие от типичных адакитовых гранитов низкая, величина отношения Sr/Y=6-12. Кварцевые сиениты наиболее обогащены (ppm): Ba 1070, Zr 1120, Y 64.7, Nb 24, REE (ΣREE=2236 ppm), сильно фракционированные $(La/Yb)_N$=51.6 и хорошо проявлен Eu-минимум Eu/Eu*=0.51. Лейкограниты деплетированы P и Y, величина отношения $(La/Yb)_N$=6–12; ΣREE=93.6–194.2 ppm; Eu/Eu*=0.17–0.47.

Изотопный состав самария и неодима пород язулинского комплекса

№ проб	Порода	Возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM\text{-}2St)$
1166-1	Тоналиты	369	6.917	29.056	0.14388	0.512608	1.9	0.98
1195-1	Лейкограниты	358	3.694	18.703	0.11939	0.512488	0.6	1.08

По изотопному составу Sm и Nd породы характеризуются слабоположительной величиной $\varepsilon_{Nd}(T)$ и модельным возрастом протолита $T_{Nd}(DM_{-2St})$ около 1 млрд лет, что предполагает присутствие корового компонента в магматическом очаге (таблица).

U-Pb возраст по циркону определен методом SHRIMP по девяти пробам. Получены следующие конкордантные значения возраста: габброиды Каракемского массива – 374±3 млн лет (D_3, фран), диориты, тоналиты и гранодиориты Язулинского массива – 371±3–369±2 млн лет ($D_{3,}$ фамен), кварцевые сиениты и лейкограниты – 364±2 млн лет лет ($D_{3,}$ фамен), лейкограниты Тартагайского массива – 358±2 млн лет (рубеж D_3/C_1). Общая продолжительность формирования интрузивов язулинского комплекса составляет около 16 млн лет.

На юго-востоке Горного Алтая близкий к первой фазе по возрасту юстыдский гранит-лейкогранитовый комплекс (375±5 млн лет) **[3]** сложен преобладающими рапакиви-подобными гранитами. Массивы комплекса формировались в условиях левосдвиговых перемещений по субширотным разломам, ограничивающим Юстыдский прогиб. Граниты относятся к восстановленному A_2-типу ортитовых гранитов (ильменитовая серия), железистой высококалиевой известково-щелочной серии. Геодинамическая обстановка формирования юстыдского комплекса определяется как внутриплитовая **[3]**. Однако юстыдский комплекс по вещественному составу не имеет ничего общего с язулинским комплексом.

По возрасту и составу (от габбро до лейкогранитов) язулинский комплекс аналогичен змеиногорскому комплексу Рудного Алтая **[4]**, где в позднем девоне (ранний фран) в связи с изменением режима активной окраины с субдукционного на трансформный происходило формирование крупных гранитоидных батолитов. В Горном Алтае гранитоидный магматизм в верхнем девоне проявился ограниченно в межблоковых сдвиго-раздвиговых зонах. Он был обусловлен проникновением воздымающихся конвективных потоков мантии в основание коры по тектонически ослабленным зонам. Кристаллизация первых двух фаз язулинского комплекса ильменитовой серии, видимо, происходила в закрытой системе в обстановке сжатия. Гранитоиды заключительной фазы магнетитовой серии, вероятно, кристаллизовались в открытой системе в результате смены режима сжатия на растяжение.

[1] *Дергунов А.Б., Шульгина В.С., Калганов Е.Н. и др*. Геологическая карта СССР. Серия Горно-Алтайская. Масштаб 1:200 000. Лист M-45-XVII: Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 104 с.

[2] *Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G. et al.* A geochemical classification of granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. P. 2033–2048.

[3] *Гусев Н.И., Шокальский С.П., Вовшин Ю.Е. и др*. Гранитоиды и базиты Юстыдского рудного узла // Региональная геология и металлогения. 2009. № 40. С. 82–98.

[4] *Гусев Н.И., Вовшин Ю.Е., Круглова А.А. и др*. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Алтае-Саянская. Масштаб 1:1 000 000. Лист M-44 (Рубцовск): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 415 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 80–82

КОЛЛЕКЦИЯ КИМБЕРЛИТОВ В ОТДЕЛЕ ИСТОРИИ ИНСТИТУТА К 115-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ МИХАИЛА МИХАЙЛОВИЧА ОДИНЦОВА

Ю.В. Данилова, Л.А. Иванова, Б.С. Данилов

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

5 ноября 2026 г. исполняется 115 лет со дня рождения члена-корреспондента АН СССР Михаила Михайловича Одинцова. В отделе истории института (ОИИ) представлены документы и автобиография, которую записал Михаил Михайлович в 30-е годы. В 1928 г. он поступил в университет на естественное отделение педагогического факультета Иркутского университета. В 1930 г. перешел с биоцикла на химический цикл, потому что педагогика его не увлекала. Химия тоже оказалась не тем предметом, который по-настоящему заинтересовал молодого человека, поэтому в 1931 г. он ушел из университета, который в 1936 г. окончил экстерном по геологической специальности. В период обучения М.М. Одинцов получал должности коллектора, прораба, начальника партий и технического руководителя экспедиций Иркутского геологического управления, трестов «Сибгеолнеруд» и «Союзслюда», проводивших геологическую съемку, поиски и разведку слюдяных, каолиновых, железорудных, корундовых, графитовых и меднорудных месторождений на Сибирской платформе, в Забайкалье, на Байкало-Патомском нагорье, Алдане и в Приморье. Так начинался путь великого геолога и первооткрывателя сибирских алмазов.

В 1944 г. по заданию геологического управления М.М. Одинцов составил обоснование для поисков алмазных месторождений, возможность нахождения которых на Сибирской платформе была предвидена им еще в 1939 г. и изложена в докладной записке, поданной в трест, где он предлагал начать поиски алмазов в бассейне Нижней Тунгуски в Катангском районе Иркутской области. Чтобы осуществлять поиски алмазов на этой территории в 1947 г. Михаил Михайлович получил назначение на должность техрука и инженера Тунгусской экспедиции, позже переименованной в Амакинскую.

Первый алмаз Амакинской экспедиции весом около 15 мг был найден 20 августа 1948 г. в бассейне р. Нижняя Тунгуска на участке «Синий Хребтик» в пробе, отобранной из террасовых отложений р. Малая Ерёма. Этот алмаз стал решающим в открытии новой алмазоносной провинции. Последующие детальные изыскания, проведенные в короткие сроки с 1947 по 1950 г., привели к открытию целого ряда алмазоносных кимберлитовых трубок.

В 1954 г. М.М. Одинцов возглавил Институт земной коры СО АН СССР в Иркутске, и под его руководством сформировалась сибирская школа алмазников, в которую вошли Б.М. Владимиров, В.А. Твердохлебов, С.Ф. Павлов, Л.Н. Зведер, Т.П. Колесникова, В.Г. Домышев. С ним успешно работали Г.Х. Файнштейн, Б.Н. Соколов, Б.А. Успенский, М.Ф. Кузнецов, Д.И. Саврасов, А.А. Хайдуров и другие сибирские геологи, которые были его опорой и твердо верили в правильность разработанного М.М. Одинцовым прогноза перспектив коренной и россыпной алмазоносности Сибирской платформы.

Несмотря на возложенные на директора научного института обязанности и производственные изыскания, сопряженные с длительными экспедициями, М.М. Одинцов находил возможность для преподавательской деятельности. Его педагогический путь начался в 1935 г., когда он прочел для коллекторов при Восточно-Сибирском геолтресте курс общей геологии. Затем он читал лекции по геологии с основами минералогии и петрографии, общей гидрогеологии суши и собственный разработанный курс по минералогии с основами кристаллографии и петрографии. В 1939–1944 гг. – старший преподаватель, доцент кафедры геологии Горно-металлургического института, преподавал гидрогеологию, инженерную геологию, нерудные ископаемые. Разработал и читал курс военной геологии. В 1945 г. стал доцентом и заведующим кафедрой исторической геологии Иркутского государственного университета с преподаванием исторической геологии и истории геологии. В 1950–1954 гг. был деканом геологоразведочного факультета ИГУ.

Коллекция кимберлитов в ОИИ ИЗК СО РАН

Алмазоносный		Кимберлитовый		Владельцы/Дарители
Суб-провинция	Район	Поле	Трубка/Дайка/А – аномалия	
Россия				
Центрально-Сибирская	Далдыно-Алакитский	Алакит-Мархинское	Айхал, Юбилейная, Комсомольская, Сытыканская, Заря, Радиогеодезическая, Маршрутная, Моркока, Снежная, Снежинка, им. Соболева, Мархинская, Восток, Липа, Молодость, Радиоволновая, им. Одинцова, Амакинская, им. Щукина, Фейнштейновская, Надежда	Саврасов Д.И. Костровицкий С.И.
		Далдынское	Удачная (Восточная, Западная), Зарница, Сибирская, Аэромагнитная, Украинская, Якутская, Ленинградская, Геофизическая, Макатайская, Прогнозная, Фестивальная, Дальняя, Иреляхская, Маастахская, Осенняя, Долгожданная, им. Попугаевой, Кусовская	Саврасов Д.И., Костровицкий С.И., Алексеев С.В.
	Мунский	Верхне-Мунское	Заполярная, Комсомольская-Магнитная, Новинка, Поисковая, Легкая, Муна	Саврасов Д.И., Костровицкий С.И.,
	Средне-Мархинский	Накынское	Ботуобинская, Нюрбинская, Мархинская	Алексеев С.В., АК Алроса, Костровицкий С.И, Минаева Ю.А.
	Мало-Ботубинский	Мирнинское	Мир, Интернациональная, XXIII съезда КПСС, Дачная, Таежная, Спутник	Саврасов Д.И., Владимиров Б.М., Костровицкий С.И.
Лено-Анабарская	Приленский	Толуопское	Ивушка	Саврасов Д.И.
		Куойское	Обнаженная, дайка Ирина (пикрит)	Саврасов Д.И., Костровицкий С.И.
	Нижне-Оленекский	Огонёр-Юряхское	Фестивальная	Костровицкий С.И, Саврасов Д.И.
		Чомурдах-ское	Дайка Чомур (пикрит)	Костровицкий С.И., Саврасов Д.И.
	Оленекский	Куранахское	Малокуонапская	Саврасов Д.И.
		Ары-Маастахское	Надежда, Геофизическая	Саврасов Д.И.
	Анабарский	Эбеляхское	Эбелях	Саврасов Д.И.
		Дьюкенское	Дюкен, А-аномалия	Саврасов Д.И.
Южно-Сибирская	Присаянский	Восточное Присаянье	Южная	Егоров К.Н., Петрологический отряд ИЗК СО РАН
			Дайка Бушканайская	Егоров К.Н., Петрологический отряд ИЗК СО РАН
		Ингашинское	Жила Правобережная	Егоров К.Н.
Архангельская		Люб-озеро	Люб-95	Саврасов Д.И.
		Онежский полуостров, р. Карахта	Карахта, К-98, К-99, пластовое тело Тимман	Саврасов Д.И.
			Карахта, К-98, К-99, пластовое тело Тимман	Саврасов Д.И.
Зарубежные страны				
Финляндия			Финляндия	Саврасов Д.И.
Австралия			Эллендайл (лампроит), Аргайл (лампроит)	Саврасов Д.И.
Бразилия			Жакеганда, Лимерия I, Лимерия II, Три Ранчо	Саврасов Д.И.

В Институте земной коры воссоздан мемориальный кабинет Михаила Михайловича, где хранятся личные вещи, полевые дневники геолога, а также многочисленные фотографии, документирующие его участие в конференциях российского и международного уровня. На полках кабинета можно увидеть образцы, привезенные М.М. Одинцовым из поездки на Международный геологический конгресс в Индии. Почти все образцы были вовлечены в аналитические исследования. Итогом работы стала его книга «Проблемы геологии Центральной Индии», изданная через два года после конгресса. В кабинете сохранилось лишь несколько редких целых образцов, сопровождающихся этикетками и пояснениями.

На информационном фотостенде и в витринах залов ОИИ экспонируются фотографии и документы, связанные с детскими, студенческими годами жизни, периодом экспедиционной деятельности, работой в Институте земной коры. Собраны научные труды, личные бумаги, среди которых блокнот Михаила Михайловича со стихами, датируемыми 1926–1934 гг., переписка с В.А. Обручевым, конспекты лекций, полевые дневники, копии опубликованных статей и его книга «По Восточной Сибири в геологических партиях», повествующая о разных этапах этого увлеченного геологией человека.

Уникальная коллекция, связанная с огромным вкладом М.М. Одинцова в разработку методик поиска и прогноза месторождений алмазов Сибирской платформы, включает свыше 350 редчайших образцов со всего мира (Якутия, Архангельск, Финляндия, Австралия, Бразилия). Коллекции по кимберлитовым трубкам и кимберлитовым полям размещены в двух залах ОИИ ИЗК СО РАН (таблица).

Большая часть этих образцов принадлежала Дж.И. Саврасову, основателю палеомагнитного метода оценки возраста и поиска кимберлитовых трубок и создателю Музея кимберлитов в г. Мирном (Якутия). Д.И. Саврасова и М.М. Одинцова объединяла их неуемная страсть к поиску алмазов и общая работа в Амакинской экспедиции. Здесь представлены породы из знаменитых трубок: «Зарница», «Комсомольская», из которой до сих пор извлекают самые красивые ювелирные алмазы, и, конечно, легендарная трубка «Мир».

Прекрасный организатор М.М. Одинцов возглавлял несколько важных научных направлений Института земной коры СО РАН, связанных с изучением геологического строения Сибирской платформы и раскрытием ее минерально-ресурсного потенциала. Однако наиболее значительным достижением М.М. Одинцова и его учеников стал прогноз и открытие одной из крупнейших алмазоносных провинций мира. Перспективные на обнаружение источников алмазов районы Якутии, выделенные М.М. Одинцовым, до настоящего времени являются актуальными для приращения запасов алмазов и прогноза новых площадей кимберлитов **[1]**, а методика поисков алмазоносных кимберлитов многие годы успешно применялась не только в России, но и в Африке.

[1] *Одинцов М.М.* Материалы по геологии и алмазоносности Сибирской платформы // Труды Восточно-Сибирского филиала СО АН СССР. Серия геологическая. 1958. Вып. 14. С. 37–75.

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

2026. Выпуск 24. С. 83–85

ИСТОРИЯ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ВОЗРАСТЕ ЛЫСОГОРСКОЙ СВИТЫ ПРЕДГОРИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕГМЕНТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

К.И. Данцова[1], Т.В. Романюк[2]

[1] Москва, Геологический институт РАН, kristinadantsova@yandex.ru
[2] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru

Идеям о начале орогенеза Большого Кавказа (**БК**) в олигоцене уже более 100 лет. Этапность смены модификаций представлений об олигоценовом возрасте начала воздымания **БК** рассмотрена в работе **[4]**.

В соответствии с одной из идей **[5–14, 18]** на месте современного орогена **БК** до конца, по-видимому, плиоцена была расположена самая глубоководная зона шельфовой части бассейна на южной периферии Восточно-Европейского континента (**ВЕК**), состоящего из древней Восточно-Европейской и молодой Скифской эпигерцинской платформ.

В работе **[4]** отмечено, что в центральном сегменте **БК** наиболее древним показателем возникновения среднегорной суши, с которой снос галечного и валунного материала по долине пра-Баксана происходил в «*… мэотисе (7.6–6.1 млн лет), возможно с конца сармата*». И далее «*В конце сармата, судя по обилию валунно-галечных отложений в северных предгорьях Центрального Кавказа …, поднятие могло достигнуть среднегорной высоты*». Это событие маркировано лысогорской свитой.

Лысогорская свита имеет длительную, почти столетнюю, историю изучения. Впервые она была выделена еще В.П. Ренгартеном в 1932 г. в монографии, посвященной описанию геологического строения **БК** по профилю вдоль Военно-Грузинской дороги **[16]**. В этой работе отмечено, что толща конгломератов (лысогорская свита) «*трангрессивно*» залегает на среднем сармате, которым «*… заканчиваются морские отложения миоцена*» **[16,** с. 16**]**. И далее в этом же абзаце: «*Ее отложению предшествовал размыв сарматских осадков*». В.П. Ренгартен считал лысогорскую свиту постмиоценовой, т.е., очевидно, плиоценовой. Стоит отметить, что по современным представлениям время накопления продуктивной толщи Апшерона ограничено интервалом 5.38–2.70 млн лет, т.е. не выходит за пределы плиоцена **[19]**. Иными словами, возраст лысогорской свиты вполне может быть позднеплиоценовым.

В.В. Белоусов в своей классической работе, в которой на материалах по **БК** изложены основы метода «анализа мощностей и фаций», отмечал, что «*к мэотису относится нижняя часть континентальной «лысогорской свиты» конгломератов и суглинков, которая трансгрессивно залегает на сармате*» **[1,** с. 82**]**. И далее: «*В районе Нальчика … вдоль всей полосы выходов миоценовых отложений по северному склону хребта большое значение имеет мэотическая трансгрессия: континентальная лысогорская свита, нижняя часть которой, по-видимому, относится к мэотису, залегает на нижележащих отложениях трансгрессивно, причем верхний сармат оказывается в большинстве случаев уничтоженным предмэотическим размывом»* **[1,** с. 95**]**. *В завершение рассмотрения геологии предгорий сказано: «В районе Нальчика, Орджоникидзе и далее к востоку понтические отложения входят, по-видимому, в состав континентальной лысогорской свиты конгломератов и суглинков»* **[1,** с. 110**]**.

Позднее, уже в 60-х годах XX в., сотрудником ГИН АН СССР А.А. Стекловым в монографии **[17]** отмечено, что «*в области Осетинской впадины отчетливо прослеживаются два комплекса континентальных отложений: нижний, «миоплиоценовый», выраженный в предгорьях немыми конгломератами лысогорской свиты … и верхний, верхнеплиоценовый, представленный свитой рухсдзуар в предгорьях*» (с. 15), а далее на с. 16: «*Вопрос о стратиграфическом объеме лысогорской свиты и ее эквивалентов … пока не может быть разрешен*».

В статье **[2]** отмечено, что возраст «... лысогорской свиты Центрального Предкавказья … устанавливается по положению в разрезе …». Однако, принимая во внимание то, что лысогорская свита перекрыта свитой рухсдзуар (в Кабардинской впадине ее стратиграфический аналог –

кенджинская толща **[2]**), которую сейчас датируют поздним плиоценом – эоплейстоценом (при этом «*Большая часть разреза …* <кенджинской толщи> *… имеет, видимо, эоплейстоценовый возраст …*» **[2]**, т.е. моложе 2.56 млн лет), нельзя исключать позднеплиоценовый возраст «*немых*» **[17]** конгломератов лысогорской свиты.

Таким образом, следуя процитированным выше публикациям, можно с уверенностью утверждать, что лысогорская существенно конгломератовая свита в целом и в долине Баксана на западе Кабардинской впадины в частности залегает на сарматских толщах и перекрыта кенджинской толщей (стратиграфическим аналогом свиты рухсдзуар), большая часть разреза которой соответствует низам плейстоцена (эоплейстоцену). При этом сама лысогорская свита вполне может быть стратиграфическим эквивалентом пограничных уровней плиоцена и плейстоцена.

Для определения точной привязки лысогорской свиты к региональной и глобальной хроностратиграфической шкале критически необходимо проведение целенаправленных биостратиграфических исследований – поиск и определение ископаемых остатков фораминифер, остракод и других микропалеонтологических остатков в карбонатном матриксе конгломератов, а также, возможно, стронциевое изотопно-стратиграфическое датирование этого карбонатного материала.

До получения прямых датировок лысогорской свиты и надежного определения ее хроностратиграфической привязки датировать начало орогенных процессов в центральном сегмента **БК** поздним миоценом (позднесарматским, мэотичесим или даже понтийским веком) преждевременно.

Исследования выполнены при поддержке РНФ (проект № 26-17-00260).

[1] *Белоусов В.В*. Большой Кавказ: Опыт геотектонического исследования. Ч. 2: Верхний мел и третичные // Труды ЦНИГРИ. 1940. Вып. 121. 174 с.

[2] *Белуженко Е.В*. Верхнемиоцен-эоплейстоценовые грубообломочные отложения Западного и Центрального Предкавказья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19, № 5. С. 78–95.

[3] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Серия Кавказская. Масштаб 1:200000. Лист K-38-II (Нальчик). М.: МФ ВСЕГЕИ, 2021.

[4] *Данцова К.И*. Научно-исторические этапы в эволюции представлений о тектонической природе и механизме заполнения нефтегазоносных кайнозойских прогибов Западного Предкавказья // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Геокавказ-2025. М.: ИИЕТ РАН, 2025. С. 700–705. doi:10.25744/l5794-7497-6363-i.

[5] *Данцова К.И., Кузнецов Н.Б., Латышева И.В. и др*. О тектонической природе и механизме заполнения Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2024. № 10. С. 54–57. doi:10.24887/0028-2448-2024-10-54-57.

[6] *Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И. и др*. U-Th-Pb изотопное датирование детритового циркона и индикаторные характеристики граната и турмалина молассовых отложений белореченской свиты (Западное Предкавказье), и геологические следствия // Литология и полезные ископаемые 2025. № 6. С. 657–681. doi:10.7868/S3034537525060045.

[7] *Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И. и др*. Тектоно-гравитационные детачменты южного борта Западно-Предкавказского прогиба, установленные по результатам сейсмостратиграфического анализа // Нефтяное хозяйство. 2024. № 5. С. 54–61. doi:10.24887/0028-2448-2024-5-54-61.

[8] *Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И. и др*. Тектоно-гравитационные детачменты альпийского чехла северного склона Большого Кавказа и Западно-Предкавказского прогиба (Адыгейский сегмент) // Геотектоника. 2024. № 6. С. 44–76. doi:10.31857/S0016853X24060022.

[9] *Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Шалаева Е.А. и др*. О строении западных сегментов Кавказа и Предкавказья в свете новых представлений о времени начала воздымания Кавказского орогена // Нефтяное хозяйство. 2024. № 5. С. 42–47. doi:10.24887/0028-2448-2024-5-42-47.

[10] *Колодяжный С.Ю., Шалаева Е.А., Махиня Е.И. и др*. U-Th-Pb изотопное датирование детритового циркона отложений верхнего сармата Западно-Предкавказского прогиба (р. Белая) и геологические следствия // Нефтяное хозяйство. 2025. № 5. С. 54–60. doi:10.24887/0028-2448-2025-5-54-60.

[11] *Кузнецов Н.Б., Латышева И.В., Новикова А.С. и др*. О тектоническом типе Западно-Кубанского прогиба и времени воздымания западного сегмента орогена Большого Кавказа // Нефтяное хозяйство. 2024. № 10. С. 58–63. doi:10.24887/0028-2448-2024-10-58-63.

[12] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В. и др*. Мел-эоценовый флиш Сочинского синклинория (Западный Кавказ): источники обломочного материала по результатам U-Th-Pb изотопного датирования детритового циркона // Литология и полезные ископаемые. 2024. № 1. С. 56–81. doi:10.31857/S0024497-X24010048.

[13] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В*. О времени и механизме воздымания Большого Кавказа, генетическом типе и истории заполнения Предкавказских прогибов – традиционные и современные представления // Геодинамика и тектонофизика. 2025 Т. 16, № 3. 0825.

[14] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И. и др*. К вопросу о тектонической природе Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2023. № 9. С. 78–84. doi:10.24887/0028-2448-2023-9-78-84.
[15] *Милановский Е.Е., Хаин В.Е*. Очерки региональной геологии СССР. Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ, 1963. 378 с.
[16] *Ренгартен В.П*. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги // Труды Всесоюзного геологоразведочного объединения. М.–Л.: 1932. Вып. 148. 80 с.
[17] *Стеклов А.А*. Наземные моллюски неогена Предкавказья и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 262 с.
[18] *Трифонов В.Г*. Особенности новейшего поднятия разных сегментов Большого Кавказа // Геотектоника. 2026. № 2. С. 5–19. doi:10.7868/S3034497226020019.
[19] *Abdullayev N.R., Weber J., van Baak C.G.C., Aliyeva E., Leslie C., Riley G.W., O'Sullivan P., Kislitsiyn R*. Detrital zircon and apatite constraints on depositional ages, sedimentation rates and provenance: Pliocene Productive Series, South Caspian Basin, Azerbaijan // Basin Research. 2018. V. 30. P. 835–862. doi:10.1111/bre.12283.

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

2026. Выпуск 24. С. 86–88

ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ И ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ВЗГЛЯД НА ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВНУТРИПЛИТНОГО БАЗАЛЬТОВОГО ВУЛКАНИЗМА ПЛАТО ХАНГАЙ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ)

Е.И. Демонтерова

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

Хангайское нагорье в Центральной Монголии представляет собой приподнятое внутриконтинентальное плато и рассматривается как жесткий докембрийский блок коры, ограниченный крупными долгоживущими разломами **[1, 2]**. Для региона характерен рассеянный внутриплитный базальтовый вулканизм **[3–5]**, который, как считается, совпадает по времени с началом поднятия блока **[6]**, что предполагает возможную связь между этими процессами. Согласно геофизическим данным, мощность коры под Хангайским хребтом достигает 60 км в отличие от окружающих блоков **[7]**, тогда как к востоку от Хангайского нагорья она меньше – оценочно ~42–44 км **[8]**. Магнитотеллурические исследования под плато Хангай выявили неоднородную зону низкого электрического сопротивления (20–80 Ом·м) в нижней коре **[9]**. Эти аномалии пространственно связаны с поверхностными проявлениями вулканизма и приурочены к границам Хангайского блока. Низкоскоростные аномалии, выявленные сейсмической томографией под границей Мохо, также интерпретируются как зоны частичного плавления **[8, 10]**. Наблюдаемые аномалии низкой скорости поперечных волн на глубине 75 км, по оценкам, указывают на возможное присутствие расплава в количестве ~4–7 % **[9]**.

На основе полученных геофизических и геохимических данных предложено несколько моделей образования вулканических расплавов: глубинный механизм с участием плюмов различной природы и глубины зарождения **[3, 4, 7, 11–16]**; плавление, связанное с делиминацией литосферной мантии **[17, 18]**; плавление, связанное с расслоением литосферной мантии на границе с астеносферой **[17, 18–20]**; декомпрессионное плавление, связанное с поднятием блока **[5, 9]**. На основе элементных и изотопных данных для хангайских базальтов первичным источником плавления считается перидотитовая мантия **[1, 3, 4]**. В свою очередь, объяснение обогащенных (радиогенных) изотопных характеристик и состава редкоземельных элементов базальтов требует участия гранат-пироксенитовых пород, природа которых различными исследователями объясняется по-разному. Поступление обогащенного материала в область плавления могло происходить либо за счет участия плюма **[13, 16]**, либо за счет древних блоков, вовлеченных на мантийные глубины в результате геодинамической эволюции Центральной Азии **[21]**. С учетом неоднозначности геофизических интерпретаций решающим аргументом при выборе между моделями становятся геохимические характеристики базальтов, отражающие состав и условия плавления мантийного источника.

На основе сравнения экспериментальных расплавов из перидотитов, пироксенитов и карбонатизированных аналогов с составом природных базальтов установлено, что перидотитовый источник не может генерировать расплавы с наблюдаемыми характеристиками **[22, 23]**. Экспериментальные данные показывают, что плавление перидотита при давлениях, соответствующих глубинам 70–100 км, дает расплавы с более высоким Mg# (>65) и более низким содержанием TiO_2 (<2 мас. %) при сопоставимых степенях плавления **[24]**. Напротив, плавление пироксенита, включая карбонатизированные разновидности, при тех же давлениях дает расплавы с высоким содержанием TiO_2 (до 3–4 мас. %) и низким Mg# (<60) **[23]**. Различие между расплавами из разных источников четко проявляется с использованием геохимического параметра FCKANTMS, основанного на поведении набора петрогенных оксидов ($FeO–CaO–MgO–SiO_2–K_2O–Al_2O_3–Na_2O–TiO_2$) **[25]**, где значение FCKANTMS для расплавов, образованных из пироксенита, превышает 0.2, а для расплавов из перидотита – ниже 0.2. Это принципиальное различие обусловлено тем, что пироксениты обогащены FeO, TiO_2 и несовместимыми элементами по сравнению с перидотитами и их плавление не требует высоких степеней частичного плавления для образования обогащенных расплавов.

Позднекайнозойские базальты Хангайского нагорья характеризуются повышенным содержанием TiO_2 (>2.5–3.0 мас. %), низкими значениями Mg# (<60–65), обогащением несовместимыми элементами **[3–5, 21]** и значениями FCMSKANT >0.4. Эти особенности указывают на плавление пироксенитового источника. Таким образом, преобладающая модель плавления верхней мантии с перидотитовым источником не позволяет объяснить геохимические характеристики базальтов плато Хангай. Полученные данные указывают на то, что плавление происходило в литосферной мантии, где перидотит выступал лишь вмещающей породой и не участвовал в плавлении. Это согласуется с геофизическими данными: мощность коры под Хангайским нагорьем достигает 60 км против ~42–44 км к востоку **[7]**, а в нижней коре выявлена зона низкого электросопротивления (20–80 Ом·м), приуроченная к границам блока и предположительно связанная с вулканизмом **[9, 11]**. Модель деламинации является наиболее вероятной, поскольку в нее хорошо укладываются как геохимические, так и геофизические данные.

Исследование выполнено при поддержке РНФ, грант № 25-77-30006, https://rscf.ru/project/-25-77-30006.

[1] *Cunningham D.* Cenozoic normal faulting and regional doming in the southern Hangay region, central Mongolia: Implications for the origin of the Baikal rift province // Tectonophysics. 2001. V. 331, № 4. P. 389–411.
[2] *Calais E., Vernolle M., San'kov V., Lukhnev A., Miroshnitchenko A., Amarjargal S., Deverchere J.* GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994–2002): Implications for current kinematics of Asia // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108, № B10. P. 2501.
[3] *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 lithospheric mantle sources // Journal of Petrology. 2003. V. 44, № 1. P. 55–91.
[4] *Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M., Lebedev V.A., Savatenkov V.A.* Late Mesozoic-Cenozoic intraplate magmatism in Central Asia and its relation with mantle diapirism: evidence from the south Khangai volcanic region, Mongolia // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. V. 111. P. 604–623.
[5] *Papadopoulou M., Barry T.L., Dash B., Halton A.M., Sherlock C., Hunt A.C.* Evidence for long-lived (>100 Myr) continental intraplate volcanism: Mongolia since the last ocean closure // Gondwana Research. 2024. V. 133. P. 30–59.
[6] *Walker R.T., Nissen E., Molor E., Bayasgalan A.* Reinterpretation of the active faulting in central Mongolia // Geology. 2007. V. 35. P. 759–762.
[7] *Feng L.* High-resolution crustaland uppermost mantle structurebeneath central Mongolia fromRayleigh waves and receiver functions // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2021. V. 126. e2020JB021161.
[8] *He J., Wu Q., Sandvol E., Ni J., Gallegos A., Gao M. et al.* The crustal structure of south central Mongolia using receiver functions // Tectonics. 2016. V. 35. P. 1392–1403.
[9] *Comeau M.J., Käufl J.S., Becken M., Kuvshinov A., Grayver A.V., Kamm J., Demberel S., Sukhbaatar U., Batmagnai E.* Evidence for fluid and melt generation in response to an asthenospheric upwelling beneath the Hangai Dome. Mong // Earth and Planetary Science Letters. 2018. V. 487, № 1. P. 201–209.
[10] *Petit C., Déverchère J., Calais E., San'kov V., Fairhead D.* Deep structure and mechanical behavior of the lithosphere in the Hangai-Hövsgöl region, Mongolia: New constraints from gravity modelling // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 197, № 3–4. P. 133–149.
[11] *Jiang B., Wang T., Wu Y., Zhou K., Li X.* Inherited Lithospheric Structure controls Cenozoic intraplate basaltic volcanism in central Mongolia due to mantle upwelling // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2026. V. 131, № 1. e2025JB031727.
[12] *Zorin Y.A., Novoselova M.R., Turutanov E.K., Kozhevnikov V.M.* Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian mountainous province // Journal of Geodynamics. 1990. V. 11. P. 327–342.
[13] *Windley B.F., Allen M.B.* Mongolian Plateau: Evidence for a late Cenozoic mantle plume? // Geology. 1993. V. 21, № 4. 295.
[14] *Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М.* Позднемеловой – раннекайнозойский вулканизм Южной Монголии – след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 1. С. 3–31.
[15] *Ivanov A.V., Demonterova E.I., He H., Perepelov A.B., Travin A.V., Lebedev V.A.* Volcanism in the Baikal rift: 40 years of active-versus-passive model discussion // Earth-Science Reviews. 2015. V. 148. P. 18–43.
[16] *Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М.* Тектоническая и вещественная эволюция позднемезозойской – кайнозойской внутриплитной вулканической провинции Центральной Азии как отражение процессов плюм-литосферного взаимодействия // Геология и геофизика. 2026. Т. 67, № 1. С. 9–37.
[17] *Huang Z., Zhao D.* Seismotectonics of Mongolia and Baikal rift zone controlled by lithospheric structures // Geophysical Research Letters. 2022. V. 49. e2022GL099525.
[18] *Xu M., Wang K., Chen J., He J., Liu Q., Liu Y. et al.* Multilevel mechanisms driving intraplate volcanism in central Mongolia revealed by adjoint waveform tomograph and ambient noise data // Earth and Planetary Science. 2025. V. 650. 119137.

[19] *Tiberi C., Deschamps A., Déverchère J., Petit C., Perrot J., Appriou D. et al.* Asthenospheric imprints on the lithosphere in Central Mongolia and Southern Siberia from a joint inversion of gravity and seismology (MOBAL experiment) // Geophysical Journal International. 2008. V. 175, № 3. P. 1283–1297.

[20] *Vinnik L.P., Delitsyna L.L., Makeyeva L.I., Oreshin S.I.* Deep Structure of the Baikal Rift Zone and Central Mongolia // Physics of the Solid Earth. 2024. V. 60, № 2. P. 179–188.

[21] *Sheldrick T.C., Hahn G., Ducea M.N., Stoica A.M., Constenius K., Heizler M*. Peridotite versus pyroxenite input in Mongolian Mesozoic-Cenozoic lavas, and dykes // Lithos. 2020. V. 376–377. 105747.

[22] *Herzberg C.* Identification of Source Lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for Origins // Journal of Petrology. V. 52, № 1. P. 113–146.

[23] *Lambart S., Baker M. B., Stolper E. M.* The role of pyroxenite in basalt genesis: Melt-PX, a melting parameterization for mantle pyroxenites between 0.9 and 5 GPa // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2016. V. 121, № 8. P. 5708–5735.

[24] *Hirose K., Kushiro I.* Partial melting of dry peridotites at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite minerals // Earth and Planetary Science Letters. 1993. V. 114, № 4. P. 477–489.

[25] *Yang Z.-F., Li J., Jian, Q.B., Xu F., Guo S.-Y., Li Y., Zhang J.* Using major element logratios to recognize compositional patterns of basalt: Implications for source lithological and compositional heterogeneities // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2019. V. 124. P. 3458–3490.

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ТРОГОВЫХ ДОЛИНАХ СЕВЕРНОГО МАКРОСКЛОНА ЮЖНО-ЧУЙСКОГО ХРЕБТА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

В.Н. Добрецов, Н.В. Глушкова, И.С. Новиков, И.Д. Зольников, Н.Н. Добрецов

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

Изучение реакции ледникового рельефообразования на интенсивность вертикальных движений коры критически важно для понимания эволюции гор Алтая. Южно-Чуйский хребет образован интенсивным подъемом неотектонического блока; абсолютная высота исходной денудационной равнины в позднем мезозое – раннем кайнозое немногим превышала 200–350 м **[2]**. На основе цифровой модели рельефа Copernicus DEM (размер пикселя 25×25 м) проведен морфометрический анализ шести троговых долин рек Талтура, Аккол, Караоюк, Елангаш, Ирбисту, Кокозек северного макросклона Южно-Чуйского хребта. Вдоль тальвегов с шагом 500 м в скользящем окне радиусом 3 км рассчитана высота, продольный угол, крутизна, ширина и глубина долин, а также построены плотностные схемы распределения поперечных уклонов; методика расчетов аналогична описанной в работе **[1]**.

По морфометрическим признакам долины разделились на две группы. Западная (Талтура, Аккол, Караоюк) характеризуется глубиной днищ 400–500 м, наличием вложенных трогов, высокой сейсмогенной обвальностью и резкой изменчивостью поперечных уклонов. Восточная (Елангаш, Ирбисту, Кокозек) имеет глубину 250–300 м, простое строение и плавное распределение уклонов. Продольные углы дна отражают лишь ледниковый генезис и неинформативны для тектонического анализа.

Установлено, что выявленные различия обусловлены дифференцированными движениями неотектонических блоков. Блок западной группы в середине позднего плейстоцена испытал интенсивный подъем на 150–200 м, вызвавший глубокий эрозионный врез рек между оледенениями. Увеличенная глубина днища и высокая изменчивость поперечных уклонов служат надежными индикаторами ускоренных неотектонических поднятий.

Работа выполнена по госзаданиям ИГМ СО РАН (FWZN-2026-0004, FWZN-2026-0011).

[1] *Добрецов В.Н., Новиков И.С., Зольников И.Д., Добрецов Н.Н*. Морфометрический анализ геоморфологических формаций Алтае-Саянской горной области и прилегающих территорий Центральной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2026. Т. 17, № 2. 0887.

[2] *Новиков И.С*. Изменение глобального базиса денудации в позднем мезозое и кайнозое и его влияние на формирование геоморфологической структуры // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2021. № 10с. С. 68–84. doi:10.20403/2078-0575-2021-10c-69-85.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 90–92

О ВЫДЕЛЕНИИ ТЕРРЕЙНА ЗУНДУК ИЗ СТРУКТУРЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ОЛЬХОНСКОГО КОМПОЗИТНОГО ТЕРРЕЙНА ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Т.В. Донская[1], Е.В. Скляров[1], Д.П. Гладкочуб[1], А.М. Мазукабзов[1], А.В. Лавренчук[2], У.С. Ефремова[1], Е.А. Гладкочуб[1], Е.И. Демонтерова[1], М.О. Сукнёва[1], Д.В. Семенова[2]

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

Ольхонский террейн северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса является составной частью раннепалеозойского Прибайкальского коллизионного метаморфического пояса, который протягивается вдоль южной границы Сибирского кратона более чем на тысячу километров **[1]**. Внутренняя структура Ольхонского террейна представляет собой коллаж отдельных тектонических пластин (зон), отличающихся друг от друга по возрасту, составу пород, степени метаморфической переработки и геодинамической природе. Эти пластины были объединены в единый композитный террейн в позднем кембрии – раннем ордовике в результате аккреционно-коллизионных событий, проявившихся в это время вдоль южной окраины Сибирского кратона **[2–6]**. В Ольхонском террейне выделяется четыре региональные тектонические зоны: Крестовская, Анга-Сахюрты, Чернорудская и Зундук **[2, 5]**. В работах **[2, 5, 7]** допускалось, что в зонах Зундук и Анга-Сахюрты присутствуют породы, объединяемые в одни и те же комплексы Шебарта и Ольхон. Считается, что породы комплекса Шебарта представлены разнообразными парагнейсами, а также мигматитами по ним, а породы комплекса Ольхон включают в себя мраморы, кварциты, ортосланцы, метавулканиты и амфиболиты **[2, 5, 6, 8, 9]**. Отнесение пород этих комплексов в разные зоны было связано с тем, что зоны Зундук и Анга-Сахюрты отделяются друг от друга Чернорудской зоной, сложенной породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации, в отличие от метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации пород, находящихся в зонах Зундук и Анга-Сахюрты **[2, 5]**. Проведенные исследования **[6, 10]** позволили сделать вывод, что комплексы Ольхон и Шебарта зоны Анга-Сахюрты имеют близкий кембрийский возраст накопления протолитов метаморфических пород, которое имело место в едином морском, возможно задуговом, бассейне, возникшем в результате эволюции Палеоазиатского океана. Что касается зоны Зундук, то совокупность новых и опубликованных ранее **[5, 7, 11]** данных, показывает присутствие здесь комплексов пород, которые не имеют аналогов в других зонах Ольхонского террейна.

Рассмотрим подробно, какие породные комплексы образуют внутреннюю структуру зоны Зундук. Наиболее древним здесь является комплекс Калтыгей, представленный раннепротерозойскими (1.83–1.88 млрд лет) гранулитами и гранитами **[5, 11]**. Следующим по возрасту является комплекс Усть-Зундук, сложенный неопротерозойскими (807±9 млн лет) разгнейсованными гранитами **[5, 7]**. Еще один неопротерозойский комплекс зоны Зундук (условное название комплекс Зама) объединяет в себя метавулканиты основного и кислого состава, возраст протолитов которых составляет 630–640 млн лет **([5, 7]**, неопубликованные данные). Все эти породы обнаруживают сильно положительные значения $\varepsilon Nd(t)$=+6.9…+8.0, а их формирование, по-видимому, происходило в надсубдукционной обстановке **[5]**. Ранее эти породы относились к единому комплексу Ольхон Ольхонского террейна, для пород которого в зоне Анга-Сахюрты был получен кембрийский возраст **[10]**. Амфиболиты с близким возрастом (634±4 млн лет), ранее также относимые к комплексу Ольхон, были отмечены в юго-западной части зоны Зундук. Эти амфиболиты обнаруживают отличия не только от пород комплекса Ольхон зоны Анга-Сахюрты, но и от близковозрастных им метавулканитов комплекса Зама. В амфиболитах была зафиксирована популяция захваченного циркона с возрастом около 660 млн лет. Кроме того, они имеют химический состав, несколько отличный от состава метавулканитов основного состава комплекса Зама. В совокупности это позволяет выделить амфиболиты в отдельный комплекс. Также в юго-

западной части зоны Зундук, в чередовании с амфиболитами, были изучены биотитовые гнейсы, имеющие высокие концентрации Sr и Ba, возможно образованные по гранитоидам, для которых был получен возраст по циркону 581±1 млн лет. По возрасту и составу эти биотитовые гнейсы не имеют аналогов в структуре зоны Зундук и также могут быть объединены в отдельный комплекс. В качестве наиболее молодых пород зоны Зундук в настоящее время могут рассматриваться широко распространенные в этой зоне доломитовые и кальцит-доломитовые мраморы, среди которых встречаются тела биотитовых сланцев с возрастом 563±3 млн лет, протолитами которых могли быть вулканические туфы **[8]**.

Проведенный выше обзор опубликованных и новых данных по породным комплексам зоны Зундук Ольхонского террейна показывает, что в пределах этой зоны встречаются породы разного возраста, состава и геодинамической природы, которые не имеют аналогов в остальных зонах Ольхонского террейна. По-видимому, зону Зундук необходимо рассматривать как отдельную неопротерозойскую композитную структуру (террейн Зундук). Возможно, что этот террейн представляет собой фрагмент неопротерозойского супертеррейна, который на рубеже 610–580 млн лет был присоединен к южной части Сибирского кратона на наиболее ранней (эдиакарской) стадии фрагментарного закрытия отдельных бассейнов Палеоазиатского океана, так же как террейны Байкало-Муйского и Саяно-Енисейского поясов **[12–14]**.

Исследования проведены при частичной поддержке РНФ (грант № 25-77-30006).

[1] *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 // Доклады РАН. 2000. Т. 374, № 7. С. 1075–1079.

[2] *Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S.* The Ol'khon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment: Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480 / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk: IEC SB RAS, 2005. P. 5–76.

[3] *Федоровский В.С., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М.* Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 682–700.

[4] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A.* Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // Journal of the Geological Society. 2008. V. 165. P. 235–246.

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

[6] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Хубанов В.Б., Демонтерова Е.И., Мотова З.Л.* Метатерригенные породы Ольхонского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: U-Pb возраст цирконов, геохимическая характеристика и модели формирования осадочных протолитов // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13, № 3. 0635.

[7] *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Чо М., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Чонг В., Ким Дж.* Первые данные о возрасте пород северного фланга Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Доклады РАН. 2017. Т. 476, № 3. С. 316–320.

[8] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Ефремова У.С., Лавренчук А.В., Демонтерова Е.И.* Доколлизионная история Ольхонского террейна: возраст и условия формирования пород комплекса Ольхон // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (15–19 октября 2024 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2024. Вып. 22. С. 100–103.

[9] *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.

[10] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Ефремова У.С., Лавренчук А.В., Демонтерова Е.И.* Возраст и условия формирования пород комплекса Ольхон зоны Анга-Сахюрты (Ольхонский террейн, Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16, № 6. 0857.

[11] *Волкова Н.И., Михеев Е.И., Травин А.В., Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хлестов В.В.* Условия формирования, U/Pb и $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопное датирование UHT гранулитов мыса Калтыгей, Западное Прибайкалье // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 2. С. 310–331.

[12] *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.

[13] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В.* Вендское аккреционно-коллизионное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // Доклады РАН. 2007. Т. 415, № 6. С. 782–787.

[14] *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.

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

2026. Выпуск 24. С. 93–95

ИЗОТОПНО (Sr-Nd)-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОРОД УРТУЙСКОЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ СВИТЫ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

С.И. Дриль

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

В забайкальской части Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП) представлены достаточно полно сохранившиеся магматические и вулканогенно-осадочные островодужные комплексы пород, характеризующие новообразованную ювенильную кору орогена, а также служащие очевидными свидетельствами субдукционных процессов на периферии палеоокеанического пространства. Наиболее представительным фрагментом ювенильной коры в южном обрамлении МООП являются образования уртуйской вулканогенно-осадочной свиты (рис. 1, А) **[1]**. Традиционно свита подразделяется на две толщи – нижнюю и верхнюю подсвиты (рис. 1, Б) **[2]**, причем доля вулканогенных пород уменьшается снизу вверх по разрезу. Более поздними исследованиями было показано, что свита характеризуется сложной чешуйчато-надвиговой структурой **[3]**.

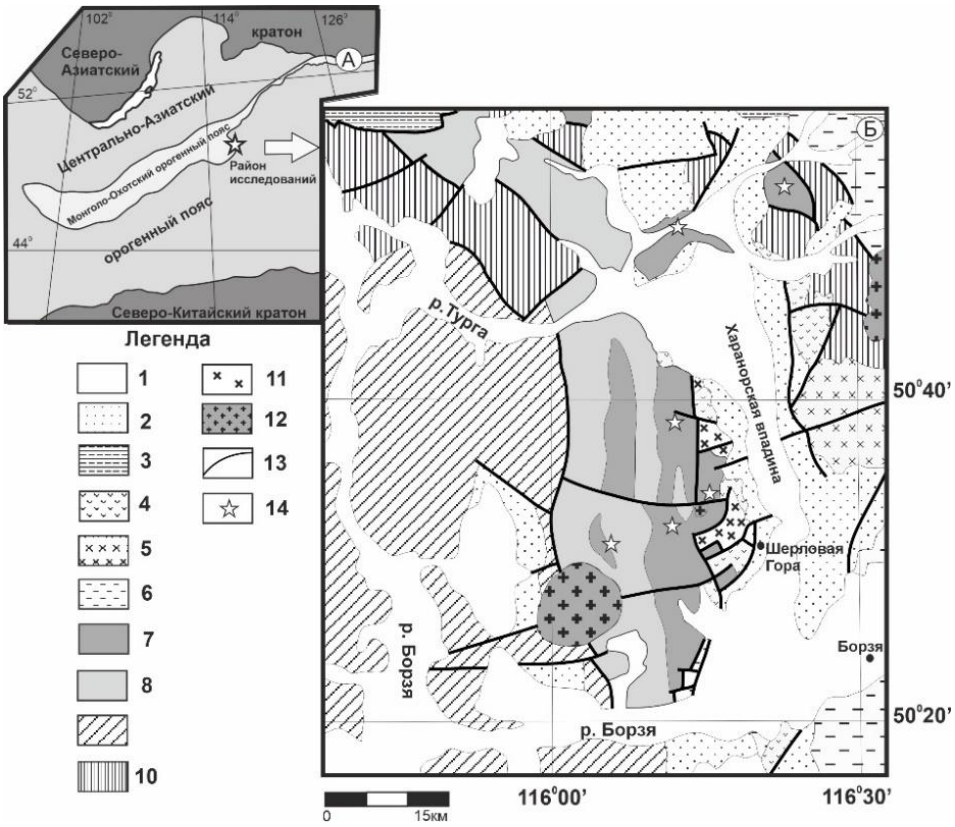


Рис. 1. Геологическая схема района Шерловой Горы и Харанорской впадины с упрощениями по **[2]**. 1 – четвертичные и неогеновые отложения; 2 – меловые отложения; 3 – юрские терригенные отложения; 4 – юрские вулканогенно-осадочные отложения; 5 – юрские субвулканические образования; 6 – пермские терригенные отложения; 7 – карбоновые вулканогенно-осадочные образования нижней толщи уртуйской свиты; 8 – карбоновые вулканогенно-осадочные образования верхней толщи уртуйской свиты; 9 – девонские вулканогенно-осадочные образования чиндантской свиты; 10 – докембрийские метаморфические породы; 11 – карбоновые граниты; 12 – меловые гранитоиды кукульбейского комплекса; 13 – разломы; 14 – места опробования.

Она представляет собой пакет тектонических пластин, погружающихся в западном направлении, сложенных терригенными, терригенно-туфогенными и терригенно-кремнистыми осадочными образованиями, с которыми ассоциируются потоки базальтов и, реже, андезибазальтов, андезитов и дацитов. Все типы вулканитов претерпели зеленокаменные изменения. Отложения уртуйской свиты прорваны дайками базальтов и риолитов, которые традиционно рассматриваются в составе свиты. В пределах вулканогенно-осадочной толщи неравномерно распределены линзы яшмоидов и органогенных известняков **[3, 4]**. Возраст свиты определен как раннекарбоновый на основе фаунистических остатков в линзах и блоках органогенных известняков **[2, 4]**. Определения возраста осадочных пород по конодонтам **[3]** свидетельствуют о том, что, кроме раннекаменноугольных отложений (средний визе – серпухов), в низах разреза свиты могут присутствовать и позднедевонские отложения.

В стратотипической местности развития отложений нижней подсвиты к западу от Шерловой Горы (рис. 1, Б) в разрезах среди вулканитов резко преобладают базальты нормальной щелочности ($Na_2O+K_2O<5$ %) при резко подчиненной доле базальтовых андезитов и андезитов. Базальтоиды повышенной щелочности ($Na_2O+K_2O>5$ %) – базаниты, трахибазальты, базальтовые трахиандезиты – развиты локально, образуя обособленные тектонические блоки. Все типы базальтов характеризуются высоким уровнем накопления LILE. При этом в базальтах нормальной щелочности LILE резко преобладают над HFSE, что является характерным признаком пород, связанных своим происхождением с зоной субдукции. Об этом же свидетельствует и Sr максимум на спайдер-кривых. Для базальтоидов повышенной щелочности дефицит HFSE по сравнению с LILE отсутствует, а их мультикомпонентные кривые полностью сопоставимы с таковыми для базальтов океанических островов (OIB).

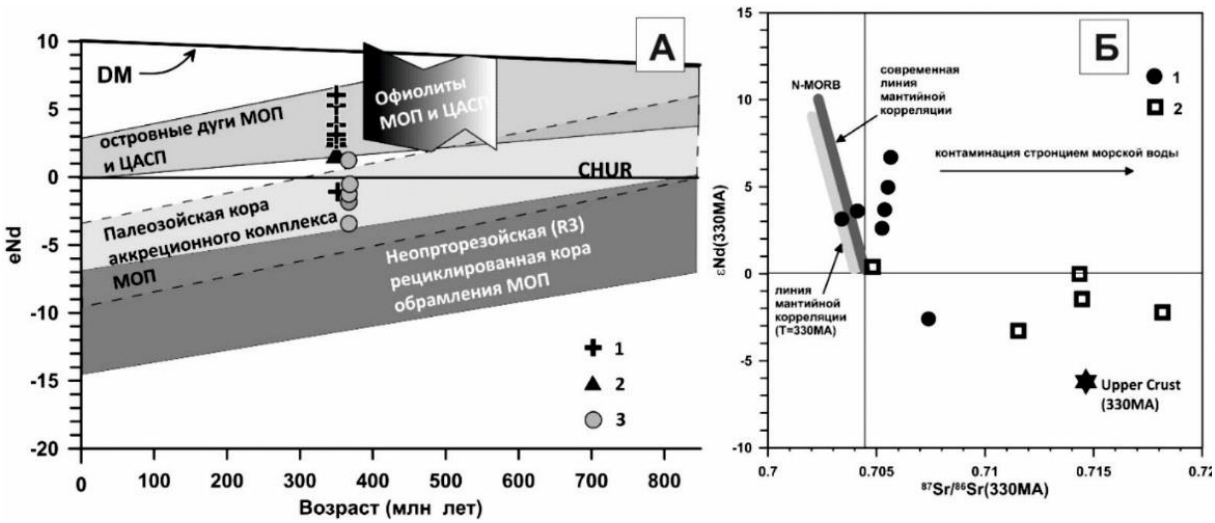


Рис. 2. Диаграмма ε_{Nd} – «Возраст» (А) для пород уртуйской свиты: 1 – вулканиты, 2 – дайки и малые субвулканические тела, 3 – вулканогенно-осадочные породы; диаграмма ε_{Nd} – $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Б) для базальтов и вулканогенно-осадочных пород уртуйской свиты: 1 – базальты; 2 – вулканогенно-осадочные породы.

Базальты нормальной щелочности характеризуются умеренно обогащенными спектрами распределения REE (La/Yb(N)=0.98–1.83), а в базальтах OIB типа степень дифференцированности спектра REE заметно выше (La/Yb(N)=4.62–7.04). Исходя из геохимических характеристик вулканитов, можно сделать вывод о том, что уртуйская свита представляет собой фрагмент островной дуги и ее аккреционной призмы, что подтверждается дискриминационной диаграммой Th(N) – Nb(N), на которой составы базальтов нормальной щелочности располагаются в полях пород внутриокеанических дуг и преддуговых обстановок, а также дуг на гетерогенном фундаменте. На диаграмме Nb/La – La/Sm(N) точки составов в большей мере группируются в поле базальтов задуговых бассейнов, но также частично в поле дуг на гетерогенном фундаменте. С островной дугой тектонически совмещены блоки океанических островов или поднятий **[3]**. Величины $\varepsilon_{Nd(330MA)}$ в базальтах уртуйской свиты положительны и лежат в пределах +1.7…+6.0 (рис. 2, А), указывая на непосредственную связь этих магматических образований с деплетированным изотопным мантийным источником и отвечая области изотопной эволюции Nd в ювенильной коре МООП **[1]**. Лишь один базальт имеет отрицательную величину $\varepsilon_{Nd(330MA)}$, равную –

2.6, что указывает на его контаминацию древним коровым веществом. Величины $T_{Nd(DM)}$ вулканитов, лежащие в пределах 773–939 млн лет и заметно превышающие оценки геологического возраста пород, могут служить указанием на некоторое влияние рециклированного осадочного материала, вовлекавшегося в процессы магмогенерации в процессе субдукции. Терригенные осадочные породы уртуйской свиты имеют более низкие величины $\varepsilon_{Nd(330MA)}$=+1.0…–34 по сравнению с вулканитами при существенно более древнем модельном Nd изотопном возрасте – $T_{Nd(DM)}$=1142–1408 млн лет. Это свидетельствует о существенной доле древнего рециклированного корового вещества в источнике сноса уртуйской свиты. Таким источником могли служить позднерифейские образования Аргунского террейна, представленные гранитоидами урулюнгуевского комплекса и осадочными отложениями даурской серии. Изотопная Sr-Nd систематика базальтов нормальной щелочности подтверждает их связь с деплетированным мантийным источником (рис. 2, Б). Изотопный состав стронция пород сдвинут несколько вправо от линии мантийной корреляции, что обусловлено влиянием стронция морской воды при вторичных изменениях вулканитов. Базальт с отрицательной меткой ε_{Nd} имеет и наиболее радиогенный состав стронция – $^{87}Sr/^{86}Sr_{(330MA)}$=0.70739, что указывает на взаимодействие базальтового расплава с древним коровым субстратом. Это может служить указанием на то, что уртуйская островная дуга имела гетерогенный фундамент. Составы вулканогенно-осадочных и терригенных пород на диаграмме образуют тренд от значений $\varepsilon_{Nd(330MA)}$=+0.4 и $^{87}Sr/^{86}Sr_{(330MA)}$=0.70482 в область радиогенных составов: $\varepsilon_{Nd(330MA)}$=0.0…–3.3 и $^{87}Sr/^{86}Sr_{(330MA)}$=0.71153–0.71816, что указывает на существенный привнос в бассейн осадконакопления древнего рециклированного корового вещества. Имеющиеся данные позволяют заключить, что последнее значительно преобладало над ювенильной коровой составляющей, поступавшей с островной дуги.

Уртуйская островная дуга, а также офиолитовый комплекс Адацаг, сформированный в надсубдукционной обстановке и имеющий раннекарбоновый возраст **[5]**, свидетельствуют о масштабных процессах субдукции океанической коры МООП под северную окраину Аргунского террейна и маркируют масштабный эпизод ювенильного корообразования.

Исследования выполнены в рамках госзадания по НИР, рег. № 121102500039-6.

[1] *Дриль С.И., Кузьмин М.И., Носкова Ю.В., Зарубина О.В*. Изотопные Sm-Nd характеристики ювенильной коры центральной части Монголо-Охотского орогенного пояса // Доклады РАН. 2023. Т. 509, № 2. С.184–189.

[2] *Геологическое строение Читинской области*. Объяснительная записка к Геологической карте масштаба 1:500000. Чита, 1997. 39 с.

[3] *Руженцев С.В., Некрасов Г.Е*. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.

[4] *Попеко Л.И*. Карбон Монголо-Охотского орогенного пояса. Владивосток: Дальнаука, 2000. 124 с.

[5] *Zhua M., Pastor-Gal´anc D., Miaoa L., Zhanga F., Ganbate A., Lif S., Yanga S., Wangg Z*. Evidence for early Pennsylvanian subduction initiation in the Mongol-Okhotsk Ocean from the Adaatsag ophiolite (Mongolia) // Lithos. 2023. V. 436–437. 106951.

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

2026. Выпуск 24. С. 96–97

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТОЯНИЯ И СВОЙСТВ ГРУНТОВ ТЕХНОГЕННЫХ МАССИВОВ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Е.П. Душкин, В.В. Акулова, А.А. Рыбченко, А.А. Юрьев, И.В. Буддо

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

Техногенные массивы, по сравнению с любыми природными, могут характеризоваться более сложным и менее предсказуемым поведением. Обусловлено это, прежде всего, генетическими особенностями их формирования и спецификой слагающих их грунтов. Неоднородность гранулометрического и минерального состава отложений, их способность изме-нять свою структуру, состояние и свойства под влиянием различных внешних воздействий, а также произвольность пространственного расположения крупнообломочной и тонкодисперсной компоненты существенно влияют как на безопасность объектов, эксплуатация которых тесно связана с подобными массивами, так и на достоверность прогнозов по результатам инженерно-геологических изысканий.

Объектами наших исследований являются техногенные массивы рудопородной подушки рудника «Удачный», обвально-осыпных отложений карьера «Айхал» и ограждающей дамбы хвостохранилища ОФ № 3 Мирнинского ГОКа. Все они расположены на территории Республики Саха (Якутия) в суровых условиях, существенно осложняющих эксплуатацию объектов алмазодобывающей промышленности. Характерное для данной территории сочетание природно-климатических, криологических, гидрогеологических и структурно-тектонических факторов определяет специфику формирования и последующего преобразования этих массивов **[1, 2]**. В связи с этим их изучение требует более детального и комплексного подхода.

Для реализации комплексного подхода был проведен ряд экспериментальных исследований, включающих: изучение прочностных характеристик глинистых грунтов разной консистенции; оценку изменения прочностных свойств глинистых грунтов при засолении; изучение водо- и морозоустойчивости крупнообломочного материла при длительном замачивании и циклах замораживания – оттаивания и др. **[3, 4]**. Полученные данные позволили выявить особенности поведения различных разновидностей техногенных грунтов при воздействии некоторых наиболее значимых для рассматриваемых объектов факторов.

Ограждающая дамба хвостохранилища. Техногенные тонкодисперсные преимущественно пылевато-глинистые отложения независимо от своего состояния (от твердого до текучего) обладают низкими значениями прочностных параметров. У изначально слабых отложений при увлажнении отмечается еще более существенное падение прочности, что отражается на практически нулевых значениях удельного сцепления. Если при $W<16$ % (твердая консистенция) значение удельного сцепления (С) равнялось 0.03 МПа, а угла внутреннего трения (φ) 15.7°, что соответствует низкой прочности, то при $W>35$ % (текучая консистенция) С=0.003 МПа, а φ=3.9°, что уже говорит о чрезвычайно низкой прочности. При этом, несмотря на присутствие в минеральном составе существенного количества глинистых минералов (30–35 %), в отличие от природных аналогов, данные грунты не проявляют реологических свойств, а обладают текучестью.

Рудопородная подушка. Техногенные дисперсные крупнообломочные отложения в условиях цикличного замораживания – оттаивания способны разрушаться до мелкопесчаной фракции, а в некоторых случаях до тонкопесчаной и пылеватой. Наиболее явно процесс разрушения начинает проявляться на первых циклах. Из исследуемой выборки около 50 % образцов претерпели ту или иную степень разрушения. При этом при замачивании опытных образцов хлоридным кальциевым рассолом с минерализацией 213.8 г/л и последующем проведении циклов процесс разрушения замедляется. Поскольку рассол не претерпевает полной заморозки, разрушающее воздействие фазового перехода воды в лед и обратно существенно снижается.

Обвально-осыпные отложения. Техногенные дисперсные крупнообломочные отложения с супесчаным заполнителем в условиях цикличного замораживания – оттаивания также спо-

собны разрушаться до мелкопесчаной, тонкопесчаной и пылеватой фракции. В отличие от обломков из «Удачного» они более подвержены разрушению: 80 % от исходного материала претерпело ту или иную степень разрушения. Поскольку на «Айхале» присутствуют менее концентрированные воды и рассолы (2.9–75.4 г/л), способные замерзать при не настолько низких как на трубке «Удачной» температурах, процесс разрушения при насыщении ими протекает в полной мере.

Для тонкодисперсной составляющей отмечается проявление достаточно низких значений прочностных параметров при невысокой засоленности. При колебании влажности от 13.3 до 24.7 % значения C и φ варьируются в пределах от 0.003 до 0.040 МПа и от 1.2 до 36.9° соответственно. В случае засоления не наблюдается существенных изменений данных параметров: при W=6.1–19.3 % удельное сцепление составляет 0.006–0.040 МПа, а угол внутреннего трения 1.1–34.4°. Однако стоит отметить, что в значительной степени уменьшаются пределы пластичности (Wp) и текучести (Wt). Если до засоления W_p=17.2 %, а $W_т$=20.8 %, то после 11.8 и 14.7 %. При этом число пластичности (I_p) остается практически неизменным 3.6 и 2.8 % соответственно, что характерно для супесчаных отложений.

Проведенные экспериментальные исследования показали, что грунты, слагающие техногенные массивы объектов алмазодобывающей промышленности Якутии, характеризуются значительной изменчивостью своего состояния и свойств под различным внешним воздействием. Работы в данном направлении продолжаются, они являются необходимым звеном для повышения достоверности инженерно-геологических прогнозов поведения техногенных массивов.

Работа выполнена в рамках темы «Комплексная интерпретация геолого-геофизических данных при наземных и аэробеспилотных исследованиях как основа для прогнозирования опасных геодинамических процессов при освоении недр и строительстве в природно-климатических условиях Российской Арктики и сопредельных территорий» Министерства науки и высшего образования РФ в молодежной лаборатории прогнозирования георисков ИЗК СО РАН.

[1] *Анисимов К.А*. Организация работ при разработке алмазосодержащих месторождений крайнего севера подземным способом // Вестник Кузбасского государственного технического университета. 2021. № 1. С. 64–72.

[2] *Дроздов А.В., Шубин Г.В., Кирюшин Д.И*. Изменение температурных полей в криолитозоне при отработке алмазных месторождений западной Якутии открытым способом (на примере трубки Удачной) // Криосфера Земли. 2007. Т. 11, № 4. С. 3–14.

[3] *Душкин Е.П., Акулова В.В., Рыбченко А.А*. Комплексный подход к лабораторным исследованиям деформационно-прочностных свойств техногенных грунтов на примере обвально-осыпных отложений карьера «Айхал» (Якутия) // Науки о Земле и недропользование. 2025. Т. 48, № 3. С. 281–295.

[4] *Душкин Е.П., Акулова В.В., Рыбченко А.А., Янников А.М*. Состояние и деформационно-прочностные свойства техногенных отложений дамбы хвостохранилища мирнинского гока как фактор ее устойчивости // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16, № 3. 0832.

МОЩНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ КСЕНОКРИСТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

А.М. Дымшиц[1,2], Н.С. Тычков[3], Е.А. Муравьева[3], А.М. Логвинова[3], Н.П. Похиленко[3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, adymshits@crust.irk.ru
[2] Апатиты, Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН
[3] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

В результате обработки данных для более чем 3 тыс. ксенокристов клинопироксена из разновозрастных кимберлитов Сибирского кратона получена обобщающая схема эволюции мощности литосферной мантии в пределах Якутской алмазоносной провинции. Были получены новые данные теплового потока и мощности термической литосферы по семи объектам на Сибирской платформе, среди которых палеозойские и мезозойские кимберлиты различных районов и степени алмазоносности, а также позднетриасовые осадочные породы северо-восточного обрамления платформы. Состав клинопироксенов в позднетриасовых осадочных породах северо-восточного края платформы соответствует девон-карбоновому типу литосферной мантии Сибирского кратона. Новые данные по кимберлитам северо-востока платформы (трубки Ивушка и Заоблачная) дают результаты, противоречащие прежним представлениям. Трубка Ивушка (Толуопское поле) по данным клинопироксеновой геотермы по мощности термической литосферы ближе к юрским кимберлитам, но глубина опробования клинопироксенсодержащих пород типична для девон-карбоновых. Геотерма трубки Заоблачная (Хорбусонское поле) соответствует девон-карбоновым и триасовым кимберлитам, что противоречит отсутствию в трубке Заоблачная алмазов и ее тектоническому положению. Значения теплового потока и мощности термической литосферы, отделяющие юрскую литосферу северо-восточной части платформы от более древней, составляют 37 мВт/м^2 и 230 км соответственно. На основе мощности термической литосферы и глубины опробования ее разреза кимберлитовыми магмами различного возраста показано, что более низкая алмазоносность триасовых кимберлитов может быть связана не с утонением литосферы, а с меньшей глубиной начала захвата мантийного вещества, обусловленного повышенной проницаемостью литосферной мантии в результате предшествующего воздействия пермско-триасового плюма.

Ряд новых данных по объектам северо-восточной части платформы не согласуются с существующими представлениями о мощности и потенциальной алмазоносности литосферной мантии этого района. В частности, тот факт, что в позднетриасовых осадочных породах Карнийского яруса характеристики мантийного вещества соответствуют девон-карбоновому типу литосферной мантии, может служить указанием на наличие кимберлитов этого возраста. Это ставит перед авторами ряд новых задач и дает перспективы получения важных результатов в будущем.

Работа выполнена по госзаданию ИГМ СО РАН (FWZN-2026-0014). Реконструкции палеогеотерм выполнены за счет гранта РНФ № 25-77-10092, https://rscf.ru/project/25-77-10092/.

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

2026. Выпуск 24. С. 99–101

НАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В РАННЕМ ОРДОВИКЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЯ МАЖАЛЫКСКОГО МАССИВА ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

А.А. Елисеев[1,2], Д.В. Метелкин[1,2], И.А.Э. Алагияванна[1], Е.В. Виноградов[1,2]

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

Переход от протерозоя к фанерозою рассматривается как один из ключевых этапов в эволюции магнитного поля Земли. Согласно современным представлениям, в позднем эдиакарии геомагнитное поле находилось в состоянии аномально низкой напряженности, которая затем сменяется устойчивым ростом в кембрии и, вероятно, достигает максимума в ордовике – силуре. Согласно одной из преобладающих сегодня геомагнитных гипотез, такое поведение поля является следствием активизации конвекции во внешнем ядре, обусловленной кристаллизацией внутреннего ядра **[1]**. Однако мировая база данных о палеонапряженности для всего обозначенного интервала 600–420 млн лет остается крайне фрагментарной. В частности, обоснованные данные для ордовика отсутствуют. Это не позволяет однозначно рекон-труировать фактический временной ход изменения величины геомагнитного поля и, соответственно, обосновать или опровергнуть положения указанной гипотезы, имеющей фундаментальные следствия для исторической геодинамики и геологии в целом. В связи с этим получение новых качественных оценок палеонапряженности и их интерпретация в контексте эволюции земного ядра является актуальной научной проблемой.

В настоящей работе мы представляем результаты экспериментов по оценке напряженности магнитного поля Земли в раннем ордовике, полученные при изучении габброидов Мажалыкского массива Западного Сангилена. Согласно U-Pb геохронологическим исследованиям циркона из габбро-анортозита этого массива установлено конкордантное значение возраста кристаллизации расплава 478.0±1.4 млн лет **[2]**. Близкий, хотя и немного более древний, возраст 484.2±2.3 млн лет получен $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по амфиболу из габбро-норита этого же массива **[3]**.

Эксперименты по оценке палеонапряженности сопряжены со множеством трудностей. К примеру, эффект изменения магнитной восприимчивости в ходе нагрева образцов, влияние магнитной анизотропии и доменного состояния магнитных минералов, среди прочих методических проблем, подробно обсуждаются в **[4]**. В данном исследовании мы, в частности, сосредоточились на проверке фундаментального предположения о том, что в горных породах возникает остаточная намагниченность, прямо пропорциональная полю, в котором она приобреталась. Для большинства магнитных зерен и магнитных полей интенсивностью, сравнимой с земной ~50 мкТл, это предположение выполняется **[5]**. Однако в ряде случаев, например из-за игольчатой формы магнитных зерен при отношении кристаллографических осей выше чем 10:1:1, эта зависимость может нарушаться **[6]**. Так, эффект нелинейной зависимости остаточной намагниченности от прикладываемого поля зафиксирован нами при изучении пород Мажалыкского массива, носителем намагниченности в которых, в том числе, являются удлиненные кристаллы магнетита. При этом обращает на себя внимание тот факт, что у изученного образца габбро нелинейность гораздо выразительней, чем у габбро-норита (рис. 1). Для всестороннего объяснения продемонстрированного эффекта данных пока недостаточно и необходимы дальнейшие исследования состава и формы зерен магнитных минералов.

Для обоснования пригодности этих пород к измерениям и достоверности оценки палеонапряженности проделана процедура моделирования эксперимента Телье на термоостаточной намагниченности, созданной в известном поле. Результаты показали, что в случае использования близких значений лабораторного поля к искомому эксперимент проходит успешно, т.е. полученное по процедуре Телье поле статистически не отличается от истинного. Однако оно искажается примерно на 10 % при применении лабораторных полей, отличающихся от искомого на 5 и

20 мкТл для габбро и габбро-норита соответственно. Чтобы нивелировать эффект нелинейности в эксперименте по оценке искомой величины напряженности древнего геомагнитного поля методом Телье-Коэ мы подбирали лабораторное поле, максимально близкое к модельному, при котором искажение стремится к нулю. С учетом выявленных особенностей лабораторного эксперимента палеонапряженность в габбро оценена в диапазоне 22–26 мкТл, а в габбро-норите – 13–30 мкТл. При пересчете на величину виртуального дипольного момента (ВДМ) с использованием среднего палеонаклонения по авторским палеомагнитным данным в 4.9° полученные значения абсолютной величины геомагнитного поля составляют от 5.7 до 6.7 × 10^{22} А·м^2 для габбро и от 3.4 до 7.7 × 10^{22} А·м^2 – для габбро-норита соответственно.

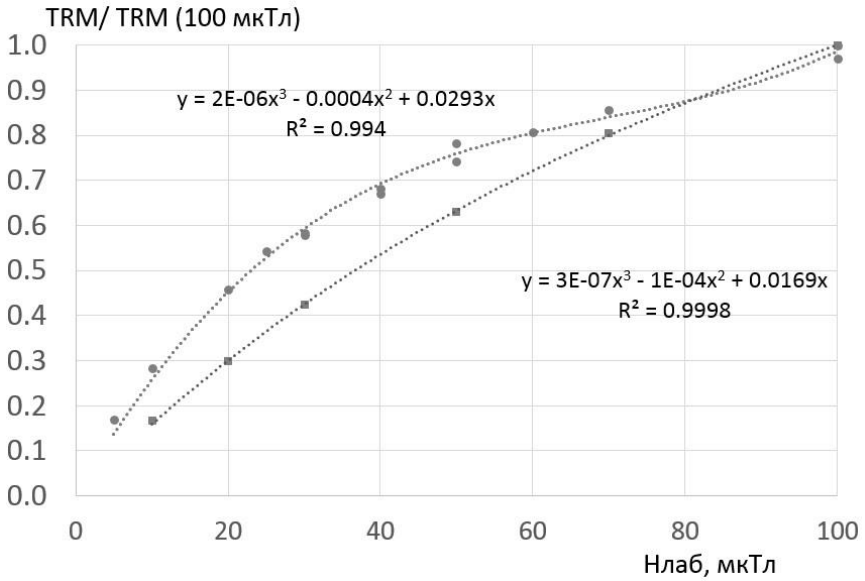


Рис. 1. Нелинейная зависимость остаточной намагниченности (TRM) от приложенного магнитного поля для габбро (точки) и габбро-норита (квадраты) Мажалыкского массива.

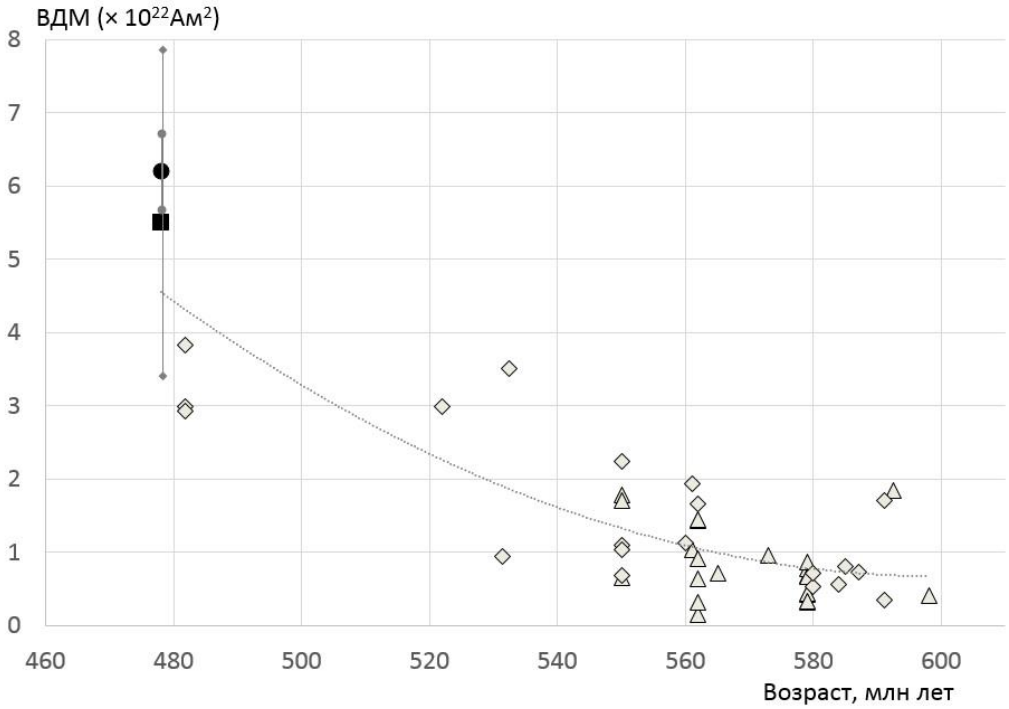


Рис. 2. Величины виртуального дипольного момента Земли на рубеже протерозоя и фанерозоя по мировой базе данных PINT v811 с учетом новых определений. Треугольниками показаны значения, полученные с помощью наиболее надежного метода Телье-Коэ, ромбами – другими методами. Точкой и квадратом обозначены средние оценки методом Телье-Коэ, полученные соответственно для габбро и габбро-норита Мажалыкского массива, вертикальными линиями показан фактический разброс установленных значений ВДМ.

Совместный анализ полученных новых и имеющихся для эдиакарско-раннепалеозойского интервала данных о палеонапряженности подтверждает теоретические представления о росте величины ВДМ Земли после длительного интервала ультранизкой напряженности магнитного поля в эдиакарии – раннем кембрии (рис. 2) Уже в начале ордовика на уровне ~480 млн лет мы фиксируем значения ВДМ в 5–6 раз выше, чем эдиакарские, и даже достигающие современной величины – около 7.7×10^{22} А·м^2.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 25-17-00040).

[1] *Tarduno J. A., Zhou T., Huang W., Jodder J*. Earth's magnetic field and its relationship to the origin of life, evolution and planetary habitability // Natural Science Review. 2025. V. 12, № 5. nwaf082.

[2] *Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М*. Возраст и геодинамическая позиция перидотит-пироксенит-анартозит-габбрового мажалыкского комплекса, Восточная Тува // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 656–662.

[3] *Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э*. Петрология ордовикских коллизионных перидотит-габбровых массивов // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 9. С. 1074–1091.

[4] *Tauxe L., Yamazaki T*. Paleointensities. Treatise on Geophysics. Oxford: Elsevier, 2015. P. 461–509.

[5] *Morales J., Goguitchaichvili A., Alva-Valdivia L., Urrutia-Fucugauchi J*. Further details on the applicability of Thellier paleointensity method: The effect of magnitude of laboratory field // Comptes Rendus Geoscience. 2006. V. 338, № 8. P. 507–513.

[6] *Selkin P., Gee J.S., Tauxe L*. Nonlinear thermoremanence acquisition and implications for paleointensity data // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 256. P. 81–89.

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

2026. Выпуск 24. С. 102–104

ЭВОЛЮЦИЯ ТОНОДСКОГО СЕГМЕНТА АКИТКАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА СИБИРСКОГО КРАТОНА В РАННЕМ ПРОТЕРОЗОЕ: НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

У.С. Ефремова[1], Т.В. Донская[1], Д.П. Гладкочуб[1], Н.А. Гребенкин[2], Е.И. Демонтерова[1], Н.В. Брянский[1]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, ulianavolpe@gmail.com
[2] Москва, Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского

Акитканский орогенный пояс является одним из ключевых элементов раннепротерозойской структуры Сибирского кратона и разделяет Анабарский и Алданский супертеррейны. В его составе выделяются Голоустенский, Сарминский, Чуйский и Тонодский сегменты, объединение которых в единую структуру происходило в интервале 2.00–1.95 млрд лет **[1]**. В отличие от Сарминского и Чуйского сегментов, раннепротерозойская история Тонодского сегмента до настоящего времени оставалась изученной недостаточно. Цель работы – реконструировать последовательность геологических событий на основе комплексного петрографического, геохимического, Sm-Nd изотопно-геохимического и U-Pb геохронологического изучения метаосадочных и магматических пород Тонодского сегмента.

Исследованы наиболее древние метаосадочные породы Тонодского сегмента – породы кевактинской серии (албазинская и михайловская свиты), граниты чуйско-нечерского комплекса, прорывающие осадки кевактинской серии и дайки метабазитов туюканского комплекса, интрудирующие все вышеперечисленные породы. Метатерригенные породы кевактинской серии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Их протолитами являлись преимущественно полимиктовые песчано-алевритовые и глинистые осадки. Максимальный возраст осадконакопления михайловской свиты по зернам детритового циркона определен как 1961±20 млн лет **[2]**.

Для слюдисто-кварцевых сланцев албазинской свиты характерны содержания SiO_2 57–70 мас. %, Al_2O_3 14–24 мас. %, Fe_2O_3общ. 4.4–4.8 мас. % и MgO 2.9–3.7 мас. %. Значения CIA составляют 66–75, ICV – 0.76–1.11. Отношения Th/Co 0.78–2.86 и La/Sc 1.44–4.37, фракционированные спектры РЗЭ с $(La/Yb)_n$=13–23 и слабая отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu*=0.73–0.75) свидетельствуют о преимущественном поступлении материала из кислых магматических пород **[3, 4]**. По данным U-Pb анализа циркона, в образце F-134 для 148 зерен были получены значения с дискордантностью не более 10 %. Все датированные зерна имеют архейский возраст; основной пик приходится на 2720 млн лет, дополнительные – на 2840, 2930 и 3130 млн лет. Преимущественно слабоокатанный облик зерен циркона указывает на относительно близкое расположение источников сноса.

Основными источниками обломочного материала албазинской свиты, вероятно, являлись мезо- и неоархейские кислые магматические комплексы Чара-Олекминского блока Алданского супертеррейна. Возраст главной популяции циркона (2720 млн лет) хорошо сопоставляется с возрастом гранитоидов Чара-Олекминского блока (2.75–2.74 млрд лет) **[5]**. Совокупность геохимических данных, состава детритового циркона и положение кумулятивной кривой на диаграмме **[6]** позволяют реконструировать обстановку накопления албазинской свиты как близкую к пассивной континентальной окраине.

Михайловская свита характеризуется сходным составом источников сноса, однако возрастной спектр детритового циркона свидетельствует о постепенном расширении области питания бассейна. В образце F-136 конкордантные значения были получены для 161 зерна. Основной возрастной пик составляет 2685 млн лет, дополнительные пики – 2485, 2910 и 3000 млн лет. Наиболее молодые единичные зерна имеют возраст 2080–2245 млн лет, а наиболее молодая значимая популяция – около 2400 млн лет. Зерна циркона в целом более окатанны, чем в албазинской свите, что указывает на увеличение расстояния до источников сноса. Популяция 2485 млн лет может быть связана с гранитоидами нелюкинского комплекса зоны сочленения

Чара-Олекминского и Западно-Алданского блоков, возраст которых составляет 2.52–2.40 млрд лет **[7]**.

Особое значение имеет наличие в михайловской свите дополнительной популяции циркона около 2045 млн лет, установленной в ранее исследованных образцах **[2]**. Возраст около 2.04 млрд лет соответствует времени существования островных дуг, в том числе Чуйской и Федоровской, располагавшихся вблизи южной окраины формировавшегося Сибирского кратона **[1]**. В сочетании с изменением спектров детритового циркона это позволяет предполагать смену обстановки седиментации: от пассивной континентальной окраины к форландовому бассейну, связанному с аккреционно-коллизионными процессами. Таким образом, накопление кевактинской серии отражает последовательную трансформацию бассейна в ходе формирования Акитканского орогенного пояса.

Граниты чуйско-нечерского комплекса в пределах Кевактинского массива имеют U-Pb возраст 1864±6 и 1835±4 млн лет, что подтверждает их принадлежность к Южно-Сибирскому постколлизионному магматическому поясу **[1]**. Граниты характеризуются высокими содержаниями SiO_2 (74.9–76.9 мас. %), перглиноземистостью (ASI=1.18–1.26), высокой железистостью ($FeO_{общ.}/(FeO_{общ.}+MgO)$=0.86–0.91), фракционированными спектрами РЗЭ и отрицательной Eu-аномалией. Для образцов F-137 значения $(La/Yb)_n$ составляют 8.3–15.7, Eu/Eu*=0.56–0.64; для F-139 – 11.9–32.3 и 0.14–0.17 соответственно.

Детальное изучение минералов позволило уточнить генетическую интерпретацию гранитов. Мусковит в изученных образцах является вторичным, тогда как биотит имеет высокую железистость: Fe/(Fe+Mg)=0.83–0.84 и FeO/MgO=9.0–9.7. В граните F-139 единственным Fe-Ti-оксидом является ильменит. Эти признаки более характерны для гранитов A-типа, чем для S-типа. Отрицательные значения εNd(T)=–5.0…–8.8 и архейский модельный возраст T_{Nd}(DM2)=2.8–3.1 млрд лет указывают на существенный вклад древнего архейского корового источника. Таким образом, граниты чуйско-нечерского комплекса рассматриваются как постколлизионные гранитоиды, сформированные преимущественно за счет плавления древней архейской коры и обладающие геохимическими признаками A-типа.

Дайки туюканского комплекса представлены породами от габбро-долеритов до диоритов. Их возраст, определенный по циркону из диорита (обр. 505), составляет 1788±29 млн лет. Геохимические характеристики изученных пород свидетельствуют о единстве их магматического источника и сходстве с породами чайского и дорогского комплексов, относимых к Тимптонской крупной магматической провинции **[8]**. Для относительно наименее измененных пород F-234 значения SiO_2 составляют 50.2–50.5 мас. %, #mg=63–65, $(La/Yb)_n$=3.91–5.22 и Eu/Eu*=0.87–0.90. Более дифференцированные образцы 505 и 511 имеют SiO_2=58.8–60.8 мас.%, #mg=40–41 и $(La/Yb)_n$=14.60–15.66. Для даек характерны отрицательные аномалии Nb и Ti; положение составов на дискриминантных диаграммах соответствует субдукционно-модифицированной литосферной мантии (SZLM) **[9]**. Значение εNd(T) для F-234 составляет +1.4, что согласуется с участием мантийного источника.

Совокупность геохронологических, геохимических и изотопных данных позволяет реконструировать следующую последовательность раннепротерозойской эволюции Тонодского сегмента. До ~2.00 млрд лет происходило накопление терригенных осадков кевактинской серии в условиях пассивной континентальной окраины, связанной с древней континентальной корой Чара-Олекминского блока. Около 2.00–1.95 млрд лет назад в результате аккреционно-коллизионных процессов произошла трансформация пассивной окраины в форландовый бассейн и формирование Акитканского орогенного пояса **[1]**. Региональный метаморфизм кевактинской серии, вероятно, происходил в интервале 1.96–1.86 млрд лет, предположительно около 1.95 млрд лет назад. На постколлизионной стадии, 1.88–1.84 млрд лет назад, произошло внедрение гранитов чуйско-нечерского комплекса, связанное с финальной стадией формирования Сибирского кратона. Наконец, около 1.75–1.79 млрд лет назад в условиях внутриконтинентального растяжения сформировались дайки туюканского комплекса, завершившие раннепротерозойскую эволюцию Тонодского сегмента.

Таким образом, Тонодский сегмент представляет собой фрагмент древней континентальной окраины, эволюция которого отражает последовательную смену пассивной окраины, аккреционно-коллизионной системы и постколлизионного внутриконтинентального режима.

Исследования выполнены при поддержке РНФ, грант № 23-17-00196-П.

[1] *Donskaya T.V.* Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. V. 348. 105869.

[2] *Palenova E.E., Yudovskaya M.A., Frei D., Rodionov N.V.* Detrital zircon U-Pb ages of Paleo- to Neoproterozoic black shales of the Baikal-Patom Highlands in Siberia with implications to timing of metamorphism and gold mineralization // Journal of Asian Earth Sciences. 2019. V. 174. P. 37–58.

[3] *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.

[4] *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. 284. P. 21–40.

[5] *Nutman A.P., Cherneshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P.* The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Precambrian Research. 1992. V. 54. P. 195–210.

[6] *Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B.* Detrital zircon record and tectonic setting // Geology. 2012. V. 40. P. 875–878.

[7] *Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др.* Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовых областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2004. Т. 12, № 1. С. 46–67.

[8] *Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Эрнст Р. и др.* Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом ~1750 млн лет на площади Сибирского кратона // Доклады РАН. 2010. Т. 430, № 5. С. 654–657.

[9] *Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C.* LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // Lithos. 2021. V. 392–393. 106068.

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

2026. Выпуск 24. С. 105–106

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СТРЕЛКИНСКОЙ ВПАДИНЫ, ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА: СВЯЗЬ С ФОРМИРОВАНИЕМ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

В.А. Заика[1], А.А.Сорокин[1], В.П. Ковач[2], Z. Wang[3]

[1] Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sorokin@ascnet.ru
[2] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.p.kovach@gmail.com
[3] Шицзяжуанг, Колледж наук о Земле Хэбэйского геоуниверситета, wangzw@hgu.edu.cn

Монголо-Охотский орогенный пояс, протягивающийся более чем на 3 тыс. км в северо-восточном направлении из Центральной Монголии до Охотского моря, является одним из крупных структурных элементов Центральной и Восточной Азии. Этот пояс обычно рассматривается как реликт одноименного палеоокеана, закрывшегося в результате коллизии юго-восточного обрамления Сибирского кратона и Амурского блока или супертеррейна **[1–5 и др.]**. Несмотря на то, что история Монголо-Охотского пояса давно привлекает к себе внимание, многие кардинальные вопросы его эволюции не решены. При этом наиболее дискуссионными являются возраст и характер проявления аккреционных и коллизионных процессов.

Одним из ключей для реконструкции финальных этапов закрытия Монголо-Охотского океана является провенанс-анализ обломочных пород, выполняющих мезозойские осадочные бассейны, примыкающие с севера и юга к восточной части пояса. Наиболее известными из них являются Верхнеамурский (Мохэ) и Зея-Депский бассейны, расположенные вдоль северной окраины Амурского блока, обращенной в сторону орогенного пояса. Вдоль юго-восточного обрамления Сибирского кратона, также обращенного в сторону орогенного пояса, к таким структурам относятся Стрелкинский и Малотындинский бассейны. Таким образом, с обеих сторон восточной части Монголо-Охотского пояса присутствуют осадочные бассейны, формирование которых связано с орогеническими событиями и которые несут важную информацию о заключительных этапах закрытия Монголо-Охотского океана.

Ниже представлены результаты Sm-Nd изотопных исследований обломочных пород Стрелкинской впадины, а также U-Th-Pb and Lu-Hf изотопных исследований циркона из этих пород с целью установления нижней возрастной границы накопления осадков, источников сноса материала, связи формирования бассейна и Монголо-Охотского пояса.

Стрелкинская впадина вытянута в субширотном направлении почти на 70 км при максимальной ширине 11–14 км вдоль юго-восточной окраины Селенгино-Станового супертеррейна. По существующим представлениям **[6, 7]** нижняя часть разреза относится к среднеюрской долохитской свите, в составе которой выделяются нижне- и верхнедолохотская подсвиты. Нижнедолохитская подсвита мощностью 550–590 м сложена песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами во флишоидном переслаивании **[8]**. Алевролиты содержат фауну ааленских двусворок – *Dacriomya subjakutica Polub*. Нижнедолохитская подсвита согласно перекрыта верхнедолохитской подсвитой мощностью 570–580 м, сложенной преимущественно песчаниками с редкими прослоями алевролитов, туфов риолитов, гравелитов, конгломератов. Песчаники содержат среднеюрскую фауну – *Meleagrinella* (?) sp., *Arctotis* (?) sp. *ind., Liostrea* (?) sp. *ind.* **[8]**.

Среднеюрская долохитская свита с размывом перекрывается верхнеюрскими – нижнемелыми отложениями, отнесенными к холоджиканской **[6, 8]** или стрелкинской **[7]** свите мощностью до 1000 м. Эти отложения представлены песчаниками, углистыми алевролитами, гравелитами, конгломератами. Возраст отложений обосновывается комплексом флоры: *Coniopteris* cf. *burejensis* (Lal.), *C. hymenophylloides* (Brongn.), *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *C. argutula* (Heer) Font, *C. williamsonii* (Brongn) Brongn, *C. kamenkensis* Thom., *C. haiburnensis* (L. et H.), *Czekanowskia setacea* Heer., *Cz. rigida* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer., *P. speciosa* Heer., *Podosamites lanceolatus* L. et H., *Leptostrobus laxiflora* Heer, *Crassoza mites burejensis* Pryn, *Sphenobaiera longfolia, Pytiophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath **[7]**.

Согласно результатам датирования детритового циркона, максимальный возраст накопления (MDA) долохитской свиты составляет ~176–168 млн лет, что согласуется с фаунистическими данными; максимальный возраст накопления холоджиканской (стрелкинской) свиты ~159–158 млн лет, что не противоречит флористическим находкам. В кластических отложениях Стрелкинской впадины на основании Sm-Nd изотопных исследований валового состава пород, а также Lu-Hf изотопных исследований цирконов из этих пород мы диагностировали влияние двух различных изотопных провинций.

Сибирский провенанс-сигнал характеризуется глубоко отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ – от –24.3 до –12.6 и архейскими – палеопротерозойскими значениями $t_{Nd(C)}$ – от 3.0 до 2.0 млрд лет, значительным количеством циркона архейского и палеопротерозойского возраста со значениями $t_{Hf(C)}$ от 3.1 до 2.7 млрд лет, а также присутствием циркона девонского, каменноугольного и юрского возраста с глубоко отрицательными величинами $\varepsilon_{Hf}(t)$ – от –30.8 до –11.7 и архейскими – палеопротерозойскими значениями $t_{Hf(C)}$ – от 2.7 до 1.6 млрд лет. Не-Сибирский (Монголо-Охотский) провенанс-сигнал характеризуется умеренно отрицательными и положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(t)$ – от –6.0 до +3.3 и мезопротерозойским Nd модельным возрастом $t_{Nd(C)}$ – от 1.5 до 1.2 млрд лет, практически полным отсутствием циркона архейского и палеопротерозойского возраста или его минимальным количеством. Присутствующие девонские, каменноугольные и юрские цирконы имеют слабоотрицательные до слабоположительных величины $\varepsilon_{Hf}(t)$ от –9.8 до +6.1 и Hf коровый модельный возраст $t_{Hf(C)}$ в интервале от 1.5 до 0.9 млрд лет.

В наиболее древних (ааленских) отложениях зафиксировано поступление обломочного материала как со стороны Сибирского кратона и его обрамления, так и со стороны Монголо-Охотского пояса. Это указывает на то, что Стрелкинская впадина имеет орогенную природу и начала формироваться после закрытия восточной части Монголо-Охотского океана и создания на его месте горной страны на рубеже ранней и средней юры.

Поступление кластического материала в Стрелкинскую впадину в средне- и позднеюрское время происходило как со стороны Сибирского кратона и его обрамления, так и со стороны Монголо-Охотского пояса на фоне смены пресноводно-морских отложений континентальными.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ, грант № 26-27-20008 (региональный конкурс, Амурская область).

[1] *Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M*. Geology of the USSR: A plate tectonic synthesis // Geodynamic Series. American Geophysical Union. 1990. V. 21. 242 p.

[2] *Natal'in B.* History and modes of mesozoic accretion in Southeastern Russia // Island Arc. 1993. V. 2. P. 15–34.

[3] *Zorin Y.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.

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

[5] *Khanchuk A.I., Didenko A.N., Popeko L.I., Sorokin A.A., Shevchenko B.F*. Structure and evolution of the Mongol-Okhotsk orogenic belt // The Central Asian orogenic belt. geology, evolution, tectonics, and models / Ed. A. Kröner. Stuttgart: Borntraeger Science Publishers, 2015. P. 211–234.

[6] *Кошеленко В.В*. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Становая серия. Масштаб 1:200000. Лист N-51-XVII. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.

[7] *Петрук Н.Н., Козлов С.А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Дальневосточная серия. Масштаб. 1:1000000. Лист N-51 (Сковородино). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.

[8] *Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем* / Ред. М.Т. Турбин. Хабаровск: ХГГГП, 1994. 124 с.

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

2026. Выпуск 24. С. 107–108

СИСТЕМАТИЧЕСКАЯ ПОГРЕШНОСТЬ И МНИМАЯ ТОЧНОСТЬ: РИСК ОШИБОЧНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ВОЗРАСТА МОЛОДОГО ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ПРИ ДАТИРОВАНИИ МЕТОДОМ LA-ICP-MS

А.В. Иванов

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

Снижение итоговой погрешности при обработке популяции локальных U-Pb анализов циркона обычно рассматривается как статистически закономерное уменьшение случайной ошибки пропорционально $1/\sqrt{n}$. При этом такое уменьшение справедливо только для независимых случайных ошибок. Систематические эффекты геологического происхождения – постмагматическая потеря радиогенного Pb, избыток ^{207}Pb, связанный с захватом некомпенсированного ^{231}Pa расплавом при кристаллизации, и присутствие обыкновенного свинца – усреднением не устраняются и могут придавать смещенному результату видимость высокой точности. Консенсусные протоколы LA-ICP-MS U-Pb геохронологии разделяют случайную и систематическую погрешности, однако основное внимание уделяется приборно-лабораторной систематике **[1]**. Геологическая систематика принципиально отличается: она действует на уровне отдельного зерна, не обязательно приводит к повышению значений MSWD и особенно опасна для циркона молодого возраста (палеозой и моложе). В области малой кривизны конкордии вектор смещения, обусловленный потерей Pb, может проходить практически параллельно конкордии. В результате смещенное значение способно эллипсом аналитической погрешности пересекать конкордию и формально выглядеть конкордантным.

Эта проблема непосредственно затрагивает определение максимального возраста осадконакопления (MDA) по детритовому циркону палеозойских и более молодых толщ, поскольку стандартный подход основан на выделении самого молодого статистически согласованного кластера. Именно молодые популяции наиболее уязвимы для описанного эффекта: они расположены в области слабой кривизны конкордии, а критерий видимой согласованности может быть сымитирован систематической потерей радиогенного Pb.

Показательный природный пример приведен в работе **[2]** для слоя вулканического пепла SH16(18) на границе перми и триаса. Одиннадцать навесок зерен циркона, проанализированных методом ID-TIMS без химической обработки, дали взвешенное среднее ^{206}Pb/^{238}U-возраста 228.4±0.5 млн лет при MSWD=46. Статистика однозначно указывает на неоднородность этой популяции. Для зерен, датированных методом CA-TIMS, возраст того же слоя составляет ~252 млн лет. Таким образом, расхождение превышает 20 млн лет (~10 % возраста), хотя исходные анализы необработанного циркона образуют плотный кластер вблизи конкордии. При пересчете тех же данных с типичной для LA-ICP-MS точностью отдельного анализа – около 2 % для ^{206}Pb/^{238}U и 4 % для ^{207}Pb/^{235}U – MSWD снижается примерно до 1.2. Такое значение обычно воспринимается как приемлемое для единой популяции. Следовательно, один и тот же реальный геологический разброс может быть статистически отвергнут при высокой точности ID-TIMS и принят как однородная популяция при более низкой точности LA-ICP-MS. Практическое следствие состоит в том, что низкий MSWD и визуальная конкордантность не могут сами по себе служить достаточным подтверждением молодого кластера детритового циркона, принятого за MDA. Такой кластер потенциально может представлять не реальную молодую генерацию, а несколько зерен более древней популяции, затронутых потерей радиогенного Pb. Более широкая аналитическая погрешность LA-ICP-MS может сделать этот геологический разброс статистически неразличимым.

Риск уменьшается с увеличением возраста популяции, поскольку кривизна конкордии возрастает и относительное смещение из-за потери радиогенного Pb постепенно становится заметнее. Однако для палеозойских и особенно более молодых, а с оговорками, и более древних детритовых популяций эффект сохраняет значение прежде всего в области молодых хвостов

возрастного распределения, на которых основана оценка MDA. Таким образом, при интерпретации молодых детритовых популяций необходимо с осторожностью относиться к «самому молодому согласованному кластеру», особенно при точности отдельного LA-ICP-MS анализа порядка нескольких процентов. Ключевые для оценки MDA кластеры целесообразно, где возможно, проверять независимым высокоточным методом, например CA-ID-TIMS. В публикациях следует явно разделять случайную составляющую погрешности, уменьшаемую как $1/\sqrt{n}$, и систематическую геологически обусловленную составляющую, которая с увеличением числа анализов не исчезает. Наконец, MSWD следует рассматривать не как абсолютный критерий геологической однородности, а как величину, зависящую в том числе от аналитической точности метода. Иными словами, статистически корректная оценка возраста по локальным U-Pb методам требует явного разделения случайной и систематической погрешности. Без этого формально высокая точность и низкий MSWD могут не только не гарантировать правильность результата, но и маскировать ложный молодой возрастной кластер – именно тот кластер, на котором наиболее часто основывается оценка максимального возраста осадконакопления.

[1] *Horstwood M.S.A., Košler J., Gehrels G. et al*. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb Geochronology // Geostandards and Geoanalytical Research. 2016. V. 40, № 3. P. 311–332.

[2] *Mundil R., Ludwig K.R., Metcalfe I., Renne P.R*. Age and Timing of the Permian Mass Extinctions: U/Pb Dating of Closed-System Zircons // Science. 2004. V. 305, № 5691. P. 1760–1763.

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

2026. Выпуск 24. С. 109–110

РАЗРЕЗ БИЛЬЧИР (НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН, ПРЕДБАЙКАЛЬЕ): РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И СОСТАВА ПОРОД ИСТОЧНИКА СНОСА ПО ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В.В. Иванова[1,2], А.А. Щетников[2], И.А. Филинов[2], А.Ю. Казанский[2,3], И.М. Бердников[4], Н.Е. Бердникова[4]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, vargeo66@gmail.com
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, shch@crust.irk.ru
[3] Москва, Геологический институт РАН, kazansky_alex@mail.ru
[4] Иркутск, Иркутский государственный университет, geoarch.isu@gmail.com

Разрез Бильчир (Жданово), расположенный в береговой зоне Осинского залива Братского водохранилища (53°32’36.23” с.ш., 103°41’42.45” в.д.), вскрывает толщу четвертичных делювиально-пролювиальных отложений мощностью 19.2 м. Палеомагнитные данные позволили выделить в разрезе хроны Матуяма и Брюнес, граница между которыми зафиксирована на глубине 4 м **[2]**.

По гранулометрическому составу (лазерная дифракция, 183 образца) отложения разделены на три литотипа: пески (Md>100 мкм, n=9), алевриты песчанистые (Md 50–100 мкм, n=33) и тонкозернистые – глинистые алевриты и алевритистые глины (Md<50 мкм, n=53). Песчаный литотип приурочен к верхней части разреза и к отдельным прослоям в средней части. Алевриты песчанистые занимают переходное положение. Тонкозернистые отложения доминируют в средней и нижней части разреза.

Высокая карбонатность отложений (CaO до 15 %, ППП >7 %) исключает применение классических индексов химического выветривания (CIA, CIW, PIA, CALMAG) **[3]**, поэтому комплекс показателей отбирался по результатам корреляционного анализа внутри литотипов, с упором на их независимость от содержания глинистой фракции **[5, 6]**. Глинистые и песчанистые алевриты объединены в единую выборку (n=86) по восьми сквозным показателям: $\ln(Na_2O/Al_2O_3)$, Fe/Al, отношение иллита к сумме иллита и хлорита, K/Rb, Ca/Al, отношение ортоклаза к сумме плагиоклазов, Zr/TiO_2, V/(V+Ni).

Ключевым индикатором состава петрофонда является Zr/TiO_2 **[4]**. На его основе выделены три группы источников сноса: кислый юрский (слои 1–7), базитовый или смешанный (слои 8–12) и локальный кембрийский субстрат – кора выветривания (слои 13–14). Смена источника на границе 7.5 м согласуется с данными по соседнему разрезу Игетей, где также зафиксировано появление базитового материала в нижних слоях и возврат к кислому источнику в верхней части **[1]**. Это указывает на региональный характер тектонической перестройки речной сети в раннем плейстоцене. Любопытно то, что литологическая граница между слоями 7 и 8, согласно полевому описанию, проходит на глубине 6.8 м, а геохимическая и гранулометрическая границы – ниже, на 7.5 м. Иными словами, петрофонд сменился раньше, чем гранулометрический состав осадков.

Палеоклиматическая интерпретация опирается на композитный геохимический профиль, построенный по глинистым и песчанистым алевритам. Профиль выделяет три этапа. Первый – теплый гумидный – отвечает слоям 13–14, коре выветривания. Карбонаты здесь выщелочены полностью, ортоклаз разрушен, хлорит в значительной степени преобразован в иллит. Второй этап – холодный аридный – соответствует слоям 8–12. На границе 16 м Ca/Al резко растет, отношение иллита к сумме иллита и хлорита падает, а K/Rb увеличивается: это переход от гумидных условий к аридным. Внутри этапа слои 11–9 характеризуют наиболее холодные и сухие обстановки, а слой 8 отвечает пику криогенеза. Третий этап – слои 1–7 – представляет собой сложный климатический ритм с чередованием теплых и холодных фаз. Граница 7.5 м маркируется резким ростом отношения иллита к сумме иллита и хлорита и скачком K/Rb. Внутри этапа выделяются слои 6–7 и слой 4 как сформированные в наиболее холодных и аридных условиях, слой 5 как палеопочва, подошва которой совпадает с инверсией Матуяма–Брюнес на глубине 4.0 м. Отно-

шение иллита к сумме иллита и хлорита на глубине около 3 м, вероятно, маркирует среднеплейстоценовую фазу педогенеза – одно из межледниковий MIS 19–11. Стоит подчеркнуть, что инверсия Матуяма–Брюнес на глубине 4.0 м является палеомагнитным рубежом и на композитном геохимическом профиле не выделяется: перерыв разделяет разновозрастные толщи, но собственного геохимического горизонта не создает.

Окислительно-восстановительные условия во время формирования разреза были преимущественно окислительными, что типично для субаэральных обстановок. Локально восстановительные условия приурочены к палеопочвенным горизонтам.

Оценка скорости осадконакопления опирается на палеомагнитные реперы **[2]**. Нижняя часть разреза датируется ранним и средним плейстоценом, скорость здесь колебалась в широких пределах: медленное накопление во время формирования палеопочв сменялось эпизодами быстрого накопления при пролювиальных выбросах или интенсивной солифлюкции.

Таким образом, разрез Бильчир можно рассматривать как новый опорный объект нижнего плейстоцена Предбайкалья. Он фиксирует инверсию Брюнес–Матуяма и субхроны нижнего плейстоцена, а комплекс геохимических индикаторов, независимых от гранулометрии, позволяет реконструировать три этапа климатической истории. Смена петрофонда на границе 7.5 м носит региональный характер и связана, вероятно, с тектонической перестройкой речной сети.

Дальнейшая работа предполагает уточнение хроностратиграфии независимыми методами датирования, расширение выборки по слоям с малой статистикой и детальное сопоставление с разрезом Игетей для проверки регионального характера климатических событий раннего плейстоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 26-17-00151).

[1] *Иванова В.В., Щетников А.А., Кузнецов А.Б., Филинов И.А., Бердникова Н.Е., Бердников И.М.* Опорный разрез Игетей (средний неоплейстоцен – голоцен, Предбайкалье): реконструкция условий и оценка обстановок осадконакопления на основе геохимических данных // Литология и полезные ископаемые. 2026. № 1. С. 20–45.

[2] *Казанский А.Ю., Щетников А.А., Матасова Г.Г., Филинов И.А., Бердникова Н.Е., Бердников И.М.* Ждановo – новый опорный разрез нижнего плейстоцена в Предбайкалье // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: Материалы научного совещания (17–20 октября 2023 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2023. Вып. 21. С. 117–118.

[3] *Buggle B., Glaser B., Hambach U., Gerasimenko N., Marković S.* An evaluation of geochemical weathering indices in loess-paleosol studies // Quaternary International. 2011. V. 240, № 1–2. P. 12–21.

[4] *Muhs D.R., Budahn J.R.* Geochemical and mineralogical aspects of loess in the central United States // Quaternary Science Reviews. 2018. V. 126. P. 105–130.

[5] *Qin X., Mu Y.* Elimination and evaluation of grain size's effect in analysis of chemical weathering of loess–paleosol sequences // Geochemistry. 2011. V. 71, № 1. P. 53–58.

[6] *Šimíček D., Bábek O., Hron K., Pavlů I., Kapusta J.* Separating provenance and palaeoclimatic signals from particle size and geochemistry of loess-palaeosol sequences using log-ratio transformation: Central European loess belt, Czech Republic // Sedimentary Geology. 2021. V. 419. 105907.

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

2026. Выпуск 24. С. 111–113

ВЕНДСКИЙ ВОЗРАСТ ГАББРОИДОВ АРГЫДЖЕКСКОГО МАССИВА В АРЗЫБЕЙСКОМ ТЕРРЕЙНЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА – ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

А.Э. Изох, О.М. Туркина, Р.А. Шелепаев, Я.Ю. Шелепов, В.В. Егорова

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

Аргыджекский массив располагается на Арзыбейском террейне, одном из докембрийских блоков в ЦАСП, и относится к кулибинскому дунит-пироксенит-габбровому комплексу, для которого предполагался рифейский возраст **[1]**. В состав этого комплекса включался крупный Слюдинский массив и ряд мелких габброидных тел. Нашими исследованиями показано, что в этот ареал следует относить и Тубильский массив, который ранее относился к дербинскому комплексу. Арзыбейский террейн зажат между Канским микроконтинентом на северо-востоке и Дербинским террейном на юго-западе. С северо-востока он несогласно перекрыт позднерифей-вендскими вулканогенно-осадочным отложениями Манского прогиба. Супракрустальные образования Арзыбейского террейна метаморфизованы в условиях от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации и состоят из двух толщ **[2]**. Первая толща сложена амфиболитами и подчиненными амфиболовыми гнейсами, которые сменяются вверх по разрезу доминирующими биотитовыми (±гранат) плагиогнейсами с редкими телами амфиболитов. Вторая толща имеет ограниченное распространение вдоль северо-восточной границы террейна и надвинута на амфиболито-гнейсовую толщу и породы тоналит-трондьемитовой интрузии. Она состоит из амфибол-биотитовых и биотитовых сланцев с тонкими прослоями карбонатных пород в ее верхней части. Исследованиями О.М. Туркиной **[2, 3]** установлено, что плагиогранитоиды Арзыбейского террейна имеют возраст ~1 млрд лет и комплексы этого блока могут представлять основание карбонатных толщ Дербинского террейна. Метавулканиты арзыбейского комплекса составляют единую метадацит-андезит-базальтовую серию океанической островной дуги. Метаморфические толщи прорываются Большеарзыбейской и Кувайской интрузиями плагиогранитоидов, габброидами Аргыджекского и Слюдинского массивов, а также Широкологским массивом биотитовых гранитов. С юга по разлому они контактируют с кварцитами, углистыми сланцами и известняками жайминской свиты верхнего рифея Дербинского террейна. Предполагается, что Арзыбейский террейн представляет собой фрагмент позднерифейской океанической островодужной системы, сформированной в интервале 900–750 млн лет **[3]**. Согласно **[4]**, детритовые зерна циркона магматического генезиса из биотит-амфиболового гнейса дают возрастной диапазон 750–860 млн лет и ограничивают время образования осадочного протолита. Время метаморфизма гнейсов оценивалось по каймам детритовых цирконов, возраст которых отвечает двум этапам метаморфизма: раннему ~720 млн лет и позднему ~650 млн лет. Последний этап метаморфизма, очевидно, связан с внедрением габброидов кулибинского комплекса и гранитов Широкологского массива.

Аргыджекский массив площадью около 40 км^2 расположен в междуречье Крол-Кувай-Солбия, ориентирован в субмеридиональном направлении. Массив представляет собой расслоенный интрузив, в нижней части которого в расслоенной серии преобладают мезократовые габбро-нориты и пироксениты. Верхняя часть расслоенной серии сложена крупнозернистыми слабо дифференцированными лейкократовыми габбро-норитами, которые сменяются контрастно расслоенными габбро-норитами, варьирующимися по меланократовости. Среди них отмечаются небольшие горизонты вебстеритов и анортозитов. Выше располагаются расслоенные габбро-нориты, обогащенные титаномагнетитом. Они через небольшой интервал амфиболизированных меланократовых габбро-норитов с сульфидной вкрапленностью сменяются породами краевой фации. Верхняя краевая фация представлена мелкозернистыми слабо дифференцированными амфиболовыми габбро-норитами с обилием ксенолитов вмещающих гнейсов.

Нами проведено U-Pb датирование габбро-норитов из верхней части расслоенной серии Аргыджекского пироксенит-анортозит-габброноритового массива в верховьях р. Кувай **[5]**. Для

образца И1-19, представляющего рудный габбро-норит, получено конкордантное значение возраста цирконов, рассчитанное по шестнадцати точкам, которое составляет 624±2 млн лет. Возраст цирконов из пробы И4-19 лейкократового трахитоидного габбро-норита составляет 630±4 млн лет. Полученные значения для двух проб циркона в пределах погрешности соответствуют одному возрастному рубежу, и таким образом время кристаллизации габброидов Аргыджекского массива отвечает венду – 630–624 млн лет.

Позднерифейский внутриплитный магматизм на юге и юго-западе Сибирского кратона традиционно связывают с распадом суперконтинента Родиния в позднем докембрии, который происходил в интервале 710–650 млн лет **[6]**. На юго-западе Сибирской платформы в Бирюсинском Присаянье широко распространены рифейские долеритовые дайки, относимые к нерсинскому комплексу (720 млн лет), и вендские (630–650 млн лет) магматические комплексы щелочных пород и карбонатитов, относимые к зиминскому интрузивному комплексу. В прилегающих районах ЦАСП мантийный магматизм этого этапа пока выявлен в ограниченном масштабе. К этому этапу можно отнести высокотитанистые ультрамафит-мафитовые массивы лысанского комплекса, выделенные В.И. Герасименко в 1961 г. и детально описанные О.М. Глазуновым в зоне сочленения Дербинского террейна и Сисимо-Казырской островодужной системы. Интрузии этого комплекса сложены рудными оливинитами, пироксенитами и габбро, которые рассечены дайками и жилами щелочных сиенитов. Для всех ультраосновных и основных пород лысанского комплекса характерно повышенное содержание TiO_2 и P_2O_5 (до 1.9 мас. %). Ar-Ar датирование клинопироксенитов Кедранского массива, относящегося к лысанскому комплексу, по феррокерсутиту позволяет относить его формирование к венду (645 млн лет) **[7]**. Для габброидов Аргыджекского массива нами получены близкие значения возраста (624–630 млн лет). Однако по набору пород, особенностям их петрографического, петрохимического и геохимического состава данный массив сопоставляется с массивами пироксенит-анортозит-габбровой формации. К этому формационному типу относятся Якутский, Витимконский, Ангашанский, Арсентьевский, Жомболокский массивы ЦАСП, которые имеют геохимические характеристики, сходные с низкотитанистыми высокомагнезиальными и высокоглиноземистыми перидотит-габбровыми интрузивами, комагматичными островодужным вулканитам **[8]**. Для них характерны низкие содержания РЗЭ, пологий отрицательный наклон графиков распределения РЗЭ, нередко с Eu максимумом, отмечены низкие содержания Ta, Hf, U, Th, что характерно для базитов зон субдукции. Массивы этого типа приурочены к тыловым частям разновозрастных островодужных систем. Такие же геохимические характеристики присущи и габброидам Аргыджекского массива. В то же время островодужный этап магматизма в Арзыбейском террейне фиксируется значительно раньше в интервале 750–860 млн лет. В связи с этим надсубдукционные геохимические характеристики габброидов Аргыджекского массива можно объяснить плавлением надсубдукционной литосферной мантии Арзыбейского террейна под влиянием мантийного плюма, индикатором проявления которого служат массивы лысанского комплекса. Полученные нами данные существенно расширяют ареал проявления вендского плюмового мантийного магматизма в складчатом обрамлении Сибирского кратона.

[1] *Смагин А.Н., Парначев В.П., Ренжин А.В*. Магматические и метаморфические комплексы Дербинского террейна Восточного Саяна и их металлогения // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы научной конференции, посвященной 300-летию Горно-геологической службы России. Томск: Изд-во: Томский ЦНТИ, 2000. С. 164–166.

[2] *Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В., Травин А.В*. Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизионных событий // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 80–92.

[3] *Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Журавлев Д.З., Травин А.В*. Арзыбейский террейн фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Доклады РАН. 2004. Т. 394, № 6. С. 812–817.

[4] *Бабин Г.А., Сергеев С.А., Гусев Н.И., Кутырева М.Э., Балашова Ю.С., Богомолов В.П., Вакуленко О.В., Кудряшова К.А., Пахалко А.Г., Савельев С.О., Середа Е.Е., Строев Т.С., Уваров А.Н*. Результаты изотопно-геохимических и геохронологических исследований геологических комплексов территории Российской Федерации. Министерство природных ресурсов и экологии РФ. Сборник 1: Обь-Зайсанская и Алтае-Саянская складчатые области (2022–2024 гг.). СПб., 2025.

[5] *Изох А.Э., Туркина О.М., Шелепаев Р.А., Шелепов Я.Ю., Егорова В.В*. Вендский возраст (630 млн. лет) габброидов Аргыджекского массива в Арзыбейском террейне Центрально-Азиатского складчатого пояса – геодинамические следствия // Доклады РАН. Науки о Земле. 2026. Т. 530, № 1. С. 7–17.

[6] *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 // Доклады РАН. Науки о Земле. 2005. Т. 404, № 3. С. 400–406.

[7] *Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B., Travin A.V*. Lysan Alkaline-Ultrabasic Complex (Eastern Sayan): Age and Geodynamic Consequences. Geodynamics & Tectonophysics. 2022. V. 13, № 4. 0651. doi:10.5800/GT-2022-13-4-0651

[8] *Богнибов В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Мехоношин А.С*. Состав и геодинамические обстановки формирования титаноносных ультрабазит-базитовых массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 6. С. 1083–1097.

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

2026. Выпуск 24. С. 114–115

О ВОЗРАСТЕ ФИНАЛЬНОЙ СТАДИИ ВУЛКАНИЗМА В ТУНКИНСКОЙ КОТЛОВИНЕ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

А.Ю. Казанский[1, 2], А.А. Щетников[2], И.А. Филинов[2], М.А. Крайнов[2,3], В.Ю. Брагин[4]

[1] Москва, Геологический институт РАН, kazansky_alex@mail.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, shch@crust.irk.ru
[3] Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, susel_usel@mail.ru
[4] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, braginvy@ipgg.sbras.ru

Последовательность вулканических событий в Байкальской рифтовой зоне для наиболее поздних этапов – неоплейстоценого и голоценового – реконструировать достаточно проблематично из-за отсутствия высокоточных методов датирования молодых вулканических комплексов.

В Тункинском рифте последний этап вулканической активности представлен группой шлаковых конусов высотой до 116 м, сформированных в результате одноактных извержений, и лавовыми потоками, погребенными под новейшими отложениями. Возраст этого этапа до сих пор остается дискуссионным: Н.А. Логачев и Н.А. Флоренсов относят его финальную стадию ко второй половине позднего плейстоцена **[1, 2]**, С.В. Рассказов с соавторами на основе K-Ar датирования оценивает их возраст в интервале от 2.5 до 0.8 млн л.н. **[3]** и в качестве подтверждения приводит палеомагнитное определение В.А. Кравчинского по дайке вулкана Хурай-Хобок с обратной полярностью (С.В. Рассказов, персональное сообщение). Также по базальтам вулкана Хара-Болдок (Черского) была получена еще одна K-Ar дата 0.7±0.4 млн лет **[4]**, однако большая погрешность определения не вносит ясности в возрастные оценки.

По нашим петромагнитным данным в субаэральных отложениях Тункинской котловины были обнаружены два горизонта, сильно обогащенные мелкими ферримагнитными частицами **[5]**, в которых позднее были обнаружены частицы тефры, отсутствующие в остальных частях разреза **[6]**. Радиоуглеродное датирование позволило оценить возраст этих горизонтов, которые мы считаем маркерами вулканических событий, в ~26000 и ~ 12000 лет, что согласуется с оценками **[1]** и **[2]**. Данная работа является дальнейшим продолжением наших исследований в этом направлении.

Было изучено три объекта. 1. Разрез лессовидных отложений видимой мощностью 4.2 м на склоне вулкана Хурай-Хобок, описанный в **[7]**; из разреза отобрано 42 образца лессовидных суглинков с шагом 10 см. 2. Лавовый поток на склоне вулкана Шунугун (Обручева), из которого отобрано 10 образцов вдоль его простирания. 3. Шлаковый конус вулкана Харай-Хобок, из базальтовой дайки которого отобрано 8 образцов на различных участках. Для всех образов выполнены первичные измерения скалярных петромагнитных параметров. Для выделения характеристической компоненты образцы лессовидных суглинков были размагничены переменным магнитным полем до 120 мТл в лаборатории геологии мезозоя и кайнозоя ИЗК СО РАН, г. Иркутск. Образцы из лавового потока вулкана Шунугун прошли непрерывное терморазмагничивание на магнитометре ОРИОН до 670 °С в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН, Москва; образцы из вулкана Хурай-Хобок были размагничены температурой до 640 °С в лаборатории геодинамики и палеомагнетизма ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск.

По результатам размагничивания установлено, что большинство образцов во всех изученных объектах характеризуется однокомпонентной намагниченностью (исключая вязки компонент), однако распределение направлений характеристических компонент (ChRM) различается. В верхней части разреза субаэральных отложений у подножья вулкана Хурай-Хобок (выше 3.2 м) ChRM всех образцов образует компактную группу прямой полярности. Средний виртуальный геомагнитный полюс (VGP) этой группы (N=31; Ф=79.6°; Λ=312.8°; A95=2.8°) располагается в полярной области вблизи современного геомагнитного полюса. В нижней части разреза (3.2–

4.2 м) наблюдается аномальное распределение характеристических направлений. Из рассчитанных по этим направлениям VGP восемь образуют вытянутую область от Чукотки до западного побережья Северной Америки, два VGP расположены в центральной части США и один располагается к западу от Австралии. Такое распределение VGP может отражать запись геомагнитного экскурса. Следует отметить, что с глубины 3.4 м растет концентрация мелких ферримагнитных частиц, что для Тункинской котловины является признаком наличия пирокластического материала в осадках **[5]**. Таким образом, в изучаемом разрезе зафиксированы два синхронных события – геомагнитный экскурс и следы вулканических извержений. VGP, рассчитанные по направлениям ChRM образцов из лавового потока вулкана Шунугун, согласуются с аномальными направлениями из лессового разреза: шесть полюсов точно попадают в Чукотско-Североамериканскую группу, три полюса образуют компактную группу к западу от Австралии, практически совпадая с таковым для лессового разреза и один полюс совпадает с полюсом в центральной части США. Что касается VGP, полученных по образцам из шлакового конуса, то их большая часть (5 из 8) попадает в группу нормальной полярности, один VGP отвечает северной части Чукотской группы, два полюса располагаются в районе Великих озер США. Совпадение VGP, полученных по разным объектам, указывает на то, что изученные породы сохранили намагниченность, отвечающую как на нормальное состояние поля, так и на геомагнитный экскурс, т.е. излияние лав вулкана Шунугун и формирование нижней части лессового разреза в подножии вулкана Хурай-Хобок, где фиксируется тефросодержащий горизонт, происходило во время геомагнитного экскурса.

Сравнение аномальных VGP с имеющимися полюсами соседних регионов – Тувинского лавового плато и Северной Монголии – показало, что наилучшее соответствие наблюдается у VGP лавовых потоков с K-Ar возрастом 48±20 тыс. лет в долинах рек Бий-Хем, Улуг-Арга и Шивит **[8].** Средние VGP этих потоков концентрируются внутри северной части Чукотско-Североамериканской группы. Полюсы остальных изученных нами прямо намагниченных лавовых потоков Тувы и Монголии, в том числе и датированные 290±40 и 350±40 тыс. лет **[8]**, располагаются в полярной области в стороне от аномальных полюсов Тункинской котловины.

Сходство VGP Тувы и Тункинской котловины позволяет предполагать, что изученные объекты относятся к одному этапу вулканизма с возрастом ~48 тыс. лет, что не противоречит сделанным нами ранее оценкам возраста вулканического этапа >45 тыс. лет по радиоуглеродным датировкам тефросодержащих горизонтов субаэральных отложений **[5]**. В этом случае аномальные направления будут соответствовать экскурсу Каргополово/Лашамп с возрастом ~45 тыс. лет, что с учетом больших доверительных интервалов полученных ранее абсолютных дат является вполне приемлемой оценкой.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 25-27-00151).

[1] *Логачев Н.А*. К геологии базальтов Юго-Западного Прибайкалья // Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР. Улан-Удэ, 1955. Вып. II. С. 111–130.

[2] *Флоренсов Н.А., Лоскутова Н.В*. Новые данные о тункинских вулканах (Западное Прибайкалье) // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1953. № 5. С. 96–104.

[3] *Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В*. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.

[4] *Hase Y., Krivonogov S.K., Iwauchi A*. Geomorphological development of the Tunka Depression in the Baikal Rift Zone in Siberia, Russia // Long Continental Records from Lake Baikal. / Ed. K. Kashiwaya. Tokyo: Springer, 2003. p. 61–72.

[5] *Казанский А. Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А., Чегис В.В*. Диагностика вулканических событий в четвертичных отложениях Байкальской рифтовой зоны по петромагнитным данным // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания (11–14 октября 2016 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. Вып. 14. С. 88–91.

[6] *Щетников А.А., Казанский А.Ю., Филинов И.А., Матасова Г.Г., Кербер Е.В., Чегис В.В*. Прямые доказательства вулканических событий в Тункинской впадине в четвертичное время на примере разреза Белый Яр -1 // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (17–20 октября 2017 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. Вып. 15. С. 300–301.

[7] *Алокла Р., Чувашова И.С., Рассказов С.В., Акулова В.В., Рубцова М.Н., Будаев Р.Ц*. Лессовидные породы на вулканическом конусе Хурай-Хобок в Тункинской впадине // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2022. Т. 41, С. 3–20. doi:10.26516/2073-3402.2022.41.3.

[8] *Брагин В.Ю*. Мезозойско-кайнозойские внутриплитные перемещения в Алтае-Саянской складчатой области по палеомагнитным данным: Дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2005. 112 с.

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

2026. Выпуск 24. С. 116–118

ПРИРОДА АНИЗОТРОПИИ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА УСТЬ-ОДИНСКИЙ (ПРЕДБАЙКАЛЬЕ): НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА СТАРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

А.Ю. Казанский[1,2], А.А. Щетников[2], И.А. Филинов[2]

[1] Москва, Геологический институт РАН, kazansky_alex@mail.ru
[2] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, shch@crust.irk.ru

Результаты исследований магнитной текстуры отложений верхненеоплейстоценового опорного разреза Усть-Одинский (Предбайкалье) уже докладывались в 2013 г. **[1]**. Магнитная текстура осадков интерпретировалась следующим образом: 1) ненарушенная текстура с возможностью определения направления палеоветров и 2) нарушенная текстура, связанная с мерзлотными явлениями и массовым перемещением материала. За последние 13 лет появились новые подходы к интерпретации магнитной текстуры и данные по соседним разрезам в регионе, что позволило детализировать интерпретацию. Основанием для этого послужили высокие значения магнитной восприимчивости и степени магнитной анизотропии в осадках, не характерные для лессово-почвенных серий, и вновь полученные данные. В дополнение к результатам по магнитной анизотропии (AMS) были использованы данные по коэрцитометрии и гранулометрии **[2, 3]** и результаты разложения коэрцитивных и гранулометрических спектров, выполненные с использованием оригинального программного обеспечения **[4]**.

Результаты измерений AMS, представленные в работе **[1]**, были разделены на две группы независимо от генетического типа, определенного ранее: в первую группу включены интервалы с вытянутым распределением минимальных (K3), средних (K2) осей AMS и кучным группированием максимальных (K1) осей в горизонтальной плоскости; во вторую группу – интервалы с нормальной осадочной магнитной текстурой (K3 вертикально, K1 и K2 с разбросом лежат в горизонтальной с плоскости). Эти группы не различаются ни по диапазонам изменений магнитных свойств ни по доменному составу ферримагнетиков. Тем не менее в дальнейшем обе группы анализировались отдельно.

На первом этапе была предпринята попытка оценить эоловое происхождение осадков с помощью статистического критерия согласно **[5]**, но данный критерий не позволил разделить эоловые и переотложенные накопления, что, вероятно, связано с разницей в формировании лессов Китая и Сибири. Более ясную картину показало использование диаграммы $\beta - Q$ **[6]** (где β – угол отклонения от вертикали, Q – фактор формы): большинство (80 %) образцов группы 2 и часть (32 %) образцов группы 1 попадают в поля диаграммы, отвечающие эоловым осадкам, остальные образцы рассеяны по диаграмме, что может быть связано с флювиальными процессами, биотурбацией, оползневыми и прочими деформациями. Это позволяет утверждать, что природа магнитной текстуры осадков первой и второй группы принципиально различается.

Анализ корреляционных связей между петромагнитными и гранулометрическими параметрами показал, что связи между магнитными параметрами различаются: для осадков группы 2 наблюдается прямая корреляция концентрационно-зависимых петромагнитных параметров с эффективным размером магнитного зерна и с содержанием парамагнитной фракции. Такой характер связи типичен для неизмененных осадков эолового происхождения. Для осадков группы 1 корреляция связи между концентрационно-зависимыми параметрами и размером магнитного зерна отсутствует, а корреляция с парамагнитной фракцией обратная, что свидетельствует об отличии обстановок седиментации осадков групп 1 и 2. Это подтверждается тем, что концентрационно-зависимые параметры осадков группы 1 имеют прямую корреляцию с песчаной и крупноалевритовой фракциями, а группы 2 – с мелкоалевритовой. Корреляционные связи концентрационно-зависимых параметров с глинистой фракцией для обеих групп отсутствуют.

Коэрцитивные спектры для пород первой и второй группы аналогичны. Разложение показало, что во всех случаях присутствуют пять компонентов с близкими положениями максимумов

спектров, разница заключается только в относительном вкладе компонентов в общий спектр. Таким образом, состав и размер ферримагнитных зерен не отличаются (что подтверждается упомянутым ранее сходством их доменного состояния), и различия в магнитных свойствах групп 1 и 2 определяются только относительной концентрацией зерен различной размерности.

Гранулометрические спектры образцов из групп 1 и 2 варьируются в широких пределах, тем не менее разложение показало наличие всего пяти компонентов, существенно различающихся как по положению максимумов гранулометрических спектров (МГС), так и по относительному вкладу отдельных компонентов. Общим для всех образцов обеих групп является присутствие фракции с МГС 1–6 мкм, вклад которой в общий спектр составляет от 5 до 15 %. В целом для группы 2 доминирующей фракцией является МГС 63–72 мкм, присутствует также фракция с МГС 9.5–16.0 мкм и мелкий песок с МГС 120–188 мкм, из более крупных фракций встречаются только пески с МГС 275–334 мкм, но далеко не во всех образцах и их доля в общем спектре не превышает 20 %. В группе 1 доминирующей фракцией является МГС 49–62 мкм, часто (но не во всех образцах) встречаются фракции с МГС 7–9 мкм, 17–25 и 84–95 мкм, практически отсутствующие во второй группе. Крупные фракции также распределены неравномерно: наиболее часто встречаются крупнозернистые фракции с МГС 350–400 и 275–335 мкм, реже встречаются более мелкозернистые фракции с МГС 198–221 и 232–268 мкм. В целом суммарный вклад фракций песчаной размерности в общий спектр образцов первой группы может достигать 60 %, но их соотношение от образца к образцу существенно изменяется.

Проведенный анализ позволяет предполагать, что основные различия между образцами первой и второй группы заключаются в кардинальных изменениях среды осадконакопления, приводивших к резкой смене гранулометрического состава немагнитного материала при относительной стабильности состава и размерности магнитных зерен. Это предположение позволит отклонить гипотезу о деформационной природе AMS осадков первой группы, поскольку такая неоднородность гранулометрического состава не может быть обусловлена деформациями. Такую неоднородность можно было бы объяснить перемешиванием осадков при движении вниз по склону, но в аналогичном опорном разрезе Китойский мост, расположенном в ~2 км ниже по течению р. Китой от Усть-Одинского разреза, песчаная толща, отвечающая изученным нами интервалам, имеет нормальную осадочную магнитную текстуру **[7]** без признаков деформаций. Маловероятно, чтобы в соседних разрезах близкие по составу одновозрастные осадки по-разному подвергались оползанию.

Таким образом, наиболее вероятным вариантом природы AMS осадков первой группы являются активные флювиальные процессы. Плохо сортированные осадки этой группы имеют гранулометрические характеристики, установленные в **[8]**: сохранение размерности исходной эоловой фракции (в нашем случае 49–62 мкм), появление более крупных песчаных фракций и увеличение вклада мелких фракций (при переотложении в пойменных условиях). Последние два признака присутствуют и в осадках группы 2, но гораздо в меньшей степени, чем в группе 1.

Высокая степень анизотропии и вытянутый характер распределения осей K2 и K3 указывают на высокую энергию потока **[9]** для осадков группы 1. Для аллювиальных обстановок самая высокая энергия отвечает русловым отложениям. Однако гранулометрические спектры осадков обеих групп принципиально отличаются от спектров руслового аллювия, где доминируют (до 80 %) крупные песчаные фракции >300 мкм **[10]**.

Наиболее вероятной гипотезой, таким образом, является формирование AMS осадков группы 1 Усть-Одинского разреза в результате высокоэнергетических паводковых событий. Осадки группы 2 также были изменены в результате этих процессов, но в меньшей степени, чем осадки первой группы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, проект № 26-17-00151.

[1] *Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А*. Анизотропия магнитной восприимчивости как индикатор изменений окружающей среды и климата на примере опорного разреза Усть-Одинский (Предбайкалье // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. Вып. 12. С. 130–131.

[2] *Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А*. Особенности строения четвертичных отложений Усть-Одинского опорного разреза верхний неоплейстоцен) по петромагнитным данным // Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. Т. I. С. 400–403.

[3] *Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А*. Корреляция между магнитными и гранулометрическими параметрами в четвертичных отложениях опорного разреза Усть-Ода (Предбайкалье) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент: Материалы международной школы-семинара (7–12 октября 2013 г.). Казань: КФУ, 2013. С. 97–104.
[4] *Казанский А.Ю., Корсаков М.А., Антонов Е.Ю*. Опыт применения EM метода для автоматического разложения коэрцитивных и гранулометрических спектров // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Казань: КФУ, 2023. С. 23.
[5] *Liu X., Xu T., Liu T*. The Chinese loess in Xifeng, II. A study of anisotropy of magnetic susceptibility of loess from Xifeng // Geophysical Journal. 1988. V. 92. P. 349–353.
[6] *Taira A*. Magnetic fabrics and depositional processes // Sedimentary Facies in the Active Plate Margin / Eds. A. Taira, F. Masuda. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company, 1989. P. 43–77.
[7] *Щетников А.А., Казанский, А.Ю., Матасова Г.Г., Иванова В.В., Филинов И.А., Бердникова Н.Е., Бердников И.М., Липнина Е.А*. Строение и условия формирования отложений нового многослойного геоархеологического местонахождения Китойский Мост (верхний палеолит, Предбайкалье) // Геоморфология и палеогеография. 2025. Т. 56, № 3. С. 507–526.
[8] *Vandenberghe J., Sun Y., Wang X., Abels H.A., Liu X*. Grain-size characterization of reworked fine-grained aeolian deposits // Earth-Science Reviews. 2018 V. 177. P. 43–52.
[9] *Tarling D.H., Hrouda F*. The Magnetic Anisotropy of Rocks. London: Chapman & Hall, 1993. 217 p.
[10] *Vandenberghe J*. Grain size of fine-grained windblown sediment: a powerful proxy for process identification // Earth-Science Reviews. 2013. V. 121. P. 18–30.

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

2026. Выпуск 24. С. 119–120

МЕГАКРИСТНАЯ АССОЦИАЦИЯ МИНЕРАЛОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТИИ: ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ГЕНЕЗИС

Т.В. Калашникова, С.И. Костровицкий

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

Кимберлитовые породы характеризуются небольшим количеством породообразующих минералов, однако в них наблюдается большое разнообразие структурно-текстурных особенностей. При попытке классифицировать различные типы кимберлитов была предложена следующая схема разделения по размерам зерен минералов **[1]**: микрокристаллы (микрокристы) (менее 1 мм), макрокристы (1–10 мм), мегакристы (более 10 мм). Последняя группа в англоязычной литературе иногда называется дискретными нодулями (nodule) **[2]**. Иногда используется термин «желвак». Термин «мегакристалл» (megacryst) употребляется, если подчеркивается мономинеральное строение кристалла (поликристаллического агрегата) или отмечаются крупные кристаллы (порфировые выделения) в мелкозернистой матрице **[3]**. В кимберлитовых породах наблюдаются мегакристаллы таких минералов, как гранат, ильменит, пироксен, в меньшей степени – оливин, флогопит, редко – хромшпинелиды, циркон. По химическому составу предыдущими исследователями были выделены две основные ассоциации – с низким и высоким содержанием Cr_2O_3 **[3]**. Вопрос генетической связи данных минералов с самими кимберлитами является дискуссионным, так как химический состав некоторых мегакристаллов близок к таковым из ксенолитов, для которых предполагается мантийное, ксеногенное происхождение.

Гранат. Мегакристы Grt представлены гладкими округлыми, чаще эллипсоидальными желваками размером от 1 до 10 см. Среди акцессорного граната в кимберлитах выделяется высоко-Ti группа, большая часть которой относится к низко-Cr мегакристной ассоциации минералов (содержание Cr_2O_3 в них обычно не превышает 2.5 мас. %, среднее значение 1.74 мас. %) Поведение несовместимых редких элементов в мегакристах Grt объясняется процессом рефертилизации литосферной мантии **[4]**.

Ильменит. Форма нахождения Ilm в кимберлитах различна, но основная – в виде отдельных макро, мегакристных образований размером до 4–5 см. В ряде трубок отмечается Ilm основной массы кимберлита, отличающийся мелкими размерами (до 1 мм в поперечнике), более совершенной формой кристаллов и их составом **[5, 6]**. Ильменит макрокрист из кимберлитов относится к высоко-Mg разновидности и по химическому составу близок для разных алмазоносных полей Якутии, что предполагает единый, предположительно астеносферный источник первичного расплава для Ilm **[2, 7]**.

Флогопит. Мегакристы образуют уплощенные зерна до 2–3 см. Обычно кристаллы разбиты тонкой системой трещин и деформированы. Большинство из мегакристов Phl являются низкохромистыми. Мегакристы Phl из северных кимберлитовых полей Якутии отличаются пониженной магнезиальностью, более высоким содержанием TiO_2. Сходство распределения REE для Phl как из южных алмазоносных, так и из северных неалмазоносных трубок Якутии свидетельствует о едином мантийном источнике расплава, который отождествляется (по аналогии с источником для мегакристных Ilm и Grt) с астеносферным.

Шпинелиды. Макрокристные хромшпинелиды образуют изометричные зерна размером от 0.2 до 2–3 мм. Важной особенностью макрокристных шпинелидов является существование двух групп, резко различающихся по химическому составу: низко-Mg (до 45–46 % Mg#) и высоко-Mg (свыше 45–46 % Mg#). Явная корреляция состава с составом вмещающих кимберлитов указывает на фенокристное происхождение доминирующей части шпинелидов.

Таким образом, в кимберлитах Якутии можно выделить четыре основные ассоциации мегакрист **[4, 7, 8]**: 1) низкохромистая, высокотитанистая (титансодержащий гранат (0.4–1.5 мас. % TiO_2), пикроильменит, железистый оливин (>9 % Fa), флогопит); 2) магнезиально-хромистая

(хромистый пироп, хромшпинелид); 3) калиевая магнезиально-хромистая (флогопит, хромдиопсид, хромистый пироп); 4) титан-магнезиально-хромистая (высокохромистый пикроильменит (до 8 мас. % Cr_2O_3), хромисто-титанистый гранат, хромдиопсид, флогопит.

Кристаллизация низкохромистых мегакристных минералов началась в нижнем слое литосферной мантии (на границе литосфера – астеносфера) в докимберлитовый период и сопровождалась метасоматическим воздействием расплавов астеносферного происхождения. В дальнейшем завершение кристаллизации мегакрист происходило уже непосредственно в кимберлитовом расплаве-флюиде при его прохождении через литосферную мантию. Контаминация кимберлитовым расплавом литосферного материала приводила к возрастанию содержания MgO и Cr_2O_3. Rb-Sr изохрона, построенная по мегакристам Grt, Cpx и Phl из Pz трубок южных полей Якутии, дала возраст 400.4±2.3 млн лет, который оказался древнее возраста кимберлитов на 25–30 млн лет. Возраст мегакристных Phl, определенный ^{40}Ar–^{39}Ar методом, близок к таковому вмещающих кимберлитов. Данные по изотопной систематике Sr и Nd для мегакристов алмазоносных кимберлитов указывают на источник PREMA **[7, 8]**. Полученные данные свидетельствуют о воздействии мантийного пдюма на литосферную мантии Сибирского кратона перед внедрением кимберлитов.

Аналитические исследования минералов выполнены на базе Центра коллективного пользования «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН. Исследование проведено в рамках госзадания по проекту № FWEG-2026-0013 «Происхождение и эволюция мантийных магм: петрология, геодинамика, рудный потенциал».

[1] *Родионов А.С., Похиленко Н.П., Соболев Н.В*. Сравнительное изучение основных минералов концентрата двух разновидностей кимберлита трубки Дальняя (Якутия) // Геология и геофизика. 1984. № 5. С. 38–49.

[2] *Boyd F.R., Nixon P.H*. Origin of the ilmenite-silicate nodules in kimberlites from Lesotho and South Africa // Lesotho kimberlites. Maseru. 1973. P. 254–268.

[3] *Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. и др*. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: Наука, 1994. 256 с.

[4] *Костровицкий С.И., Соловьева Л.В., Горнова М.А., Алымова Н.В., Яковлев Д.А*. О происхождении мегакристов граната из кимберлитов // Доклады РАН. 2008. Т. 420, № 2. С. 225–230.

[5] *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П*. Поисковая минералогия алмаза. Новосибирск: Гео, 2010. 650 с.

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

[7] *Костровицкий С.И., Соловьева Л.В., Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Суворова Л.Ф., Сандимирова Г.П., Травин А.В., Юдин Д.С*. Кимберлиты и мегакристная ассоциация минералов: изотопно-геохимические исследования // Петрология. 2013. № 2. С. 143–162.

[8] *Костровицкий С.И., Яковлев Д.А*. Кимберлиты Якутской кимберлитовой провинции (состав и генезис). Новосибирск, 2022. 465 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 121–122

К ВОПРОСУ О СВЯЗИ ПОРОД ДАЙКОВОГО ПОЯСА ЦАГАН-УЛА И ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА УРТ-УЛЗИТ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

М.И. Карпова, А.В. Никифоров, А.М. Козловский

Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
mi.karpova@mail.ru, usn2007b@yandex.ru, comendite@mail.ru

Дайковый пояс Цаган-Ула, расположенный в районе сомона Цаган-Ула Хубсугульского аймака в Северной Монголии, сложен четырьмя типами пород – базальтами, трахитами, пантеллеритами и комендитами, которые ранее были описаны в ряде работ **[1–4]**. Пояс шириной 20 км протирается на 40 км на северо-восток, где упирается в вулканический разрез Урт-Улзит и далее не прослеживается. Мы предполагаем, что породы этих объектов связаны между собой и имеют общий магматический источник. Для проверки этой версии мы провели сравнение химических составов этих пород.

По результатам проведенных нами в 2024 г. полевых работ было установлено, что в вулканическом комплексе Урт-Улзит развиты трахиты, пантеллериты и комендиты, т.е. те же разновидности пород, что слагают основной объем пород дайкового пояса. В то же время базальты, нередко встречающиеся среди даек, в вулканическом разрезе не обнаружены.

По результатам рентгенофлуоресцентного анализа проб из обоих объектов была построена TAS-диаграмма, на которой точки составов пород вулканического разреза Урт-Улзит практически совпадают с полями составов пород Цаган-Улы (рис. 1, *А*). В то же время есть и небольшие отличия – в трахитах и пантеллеритах Урт-Улзита содержание Na_2O+K_2O ниже, чем для этих же типов пород в Цаган-Уле.

Также отметим, что содержание FeO в комендитах Урт-Улзита на диаграмме Al_2O_3 – FeO выше, чем в комендитах Цаган-Улы (рис. 1, *Б*), что приближает эти породы пантеллеритам.

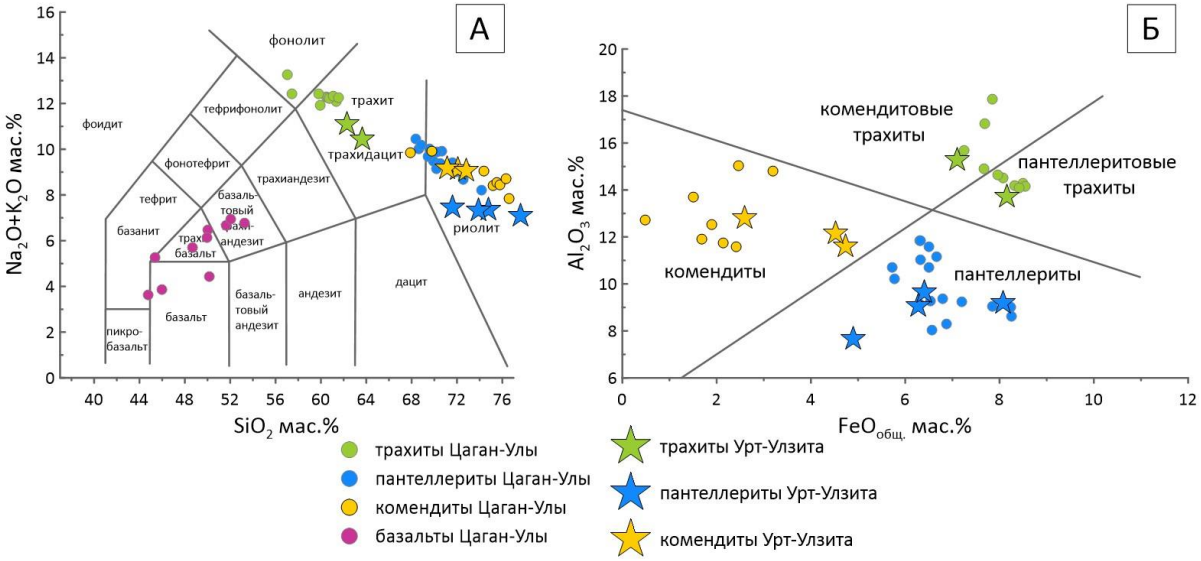


Рис.1. Классификационные диаграммы для пород Цаган-Ульского дайкового пояса и вулканического комплекса Урт-Улзит. *А* – TAS диаграмма, *Б* – диаграмма Al_2O_3 – FeO.

Построенные по результатам анализа микроэлементов, полученных методом ICP-MS, спайдер-диаграммы всех типов пород дайкового пояса Цаган-Ула и вулканического комплекса Урт-Улзит имеют схожую форму распределения с характерными минимумами Ba, Sr, Eu, Ti при повышенном содержании Rb, Nb, Ta, La, Zr, Hf и *HREE* (рис. 2, *А*). Однако для однотипных пород

дайкового пояса и вулканического разреза все же проявляются некоторые различия. На рис. 2, *Б*, видно, что в трахитах Урт-Улзита выше содержания Rb, Zr и *HREE*. Сравнение пантеллеритов двух объектов показало, что породы вулканического комплекса характеризуются максимальным для группы обогащением Rb, Zr и обеднением Ba, Sr, Ti (рис. 2, *В*). Из трех разностей пород Цаган-Улы и Урт-Улзита наиболее заметно отличаются своими микроэлементными составами комендиты, у которых различия содержаний составляют один – два порядка. Для комендитов вулканического комплекса характерно более низкое содержание Ba и Sr и повышенное содержание *HREE*. В то же время по содержанию Nb-Ta они неотличимы от пород дайкового пояса (рис. 2, *Г*).

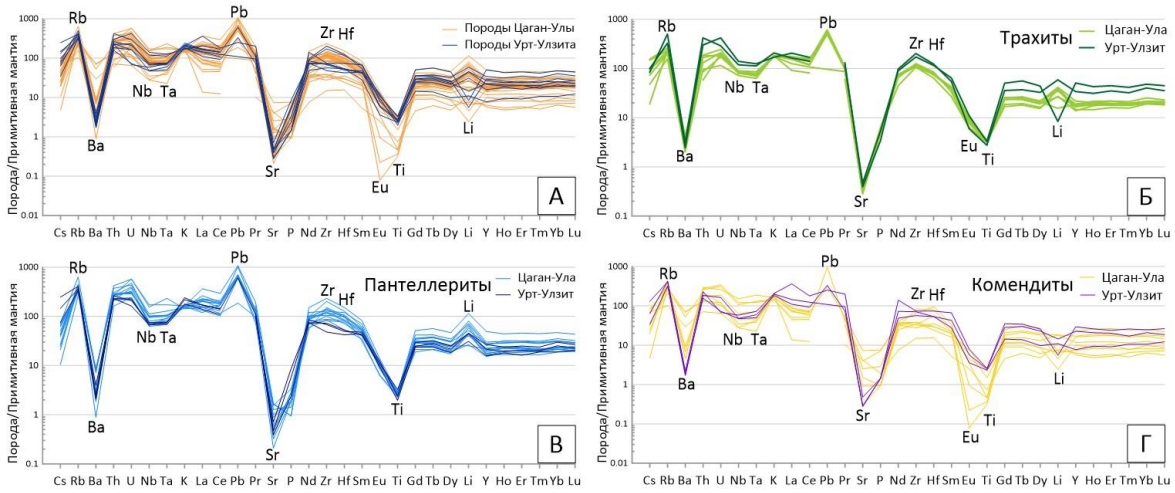


Рис. 2. Спайдер-диаграммы для пород дайкового пояса Цаган-Ула и вулканического комплекса Урт-Улзит. *А* – для всех пород, *Б* – для трахитов, *В* – для пантеллеритов, *Г* – для комендитов.

По результатам сравнения спайдер-диаграмм пород дайкового пояса Цаган-Ула и вулканического комплекса Урт-Улзит можно сделать вывод, что они близки по составу и, вероятно, имеют общий источник. Небольшие отличия в составах однотипных пород могут отражать разную степень дифференциации породивших их расплавов.

Исследования выполнены за счет гранта РНФ № 25-17-00255, https://rscf.ru/project/25-17-00255.

[1] *Карпова М.И., Никифоров А.В., Козловский А.М.* Новые данные о строении и минералогии щелочных пород дайкового пояса Цаган-Ула (Северная Монголия) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции (14–18 октября 2025 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2025. Вып. 23. С. 121–123.

[2] *Щербаков Ю.Д., Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Далай-Эрдэнэ Э., Пузанков М.Ю.* Минералого-геохимические особенности Цагаан-Уульского пантеллеритового дайкового пояса (Северная Монголия) // Глубинный магматизм, его источники и плюмы: Труды XV международного семинара (01–07 сентября 2019 г.). Иркутск: Изд-во Института геохимии СО РАН, 2019. С. 234–243.

[3] *Щербаков Ю.Д., Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Пузанков М.Ю., Одгэрэл Д.* Контрастные минеральные парагенезисы пантеллеритов Цагаан-Уульского дайкового пояса (Северная Монголия) // Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых) (06–13 сентября 2021 г.). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. Т. 3. С. 252–254.

[4] *Shcherbakov Y.D., Perepelov A.B., Tsypukova S.S.* Report on Late Paleozoic bimodal volcanic associations discovered in Northern Mongolian Rift zone // China Geology. 2020. V. 3, № 3. P. 496–500.

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

2026. Выпуск 24. С. 123–125

ФАКТОРНО-АНАЛИТИЧЕСКИЙ МЕТОД ОЦЕНКИ КИНЕТИКИ СЕЙСМОСТОЙКОСТИ ЗДАНИЙ

Д.В. Киселев, Л.П. Бержинская

Иркутск, Институт земной коры СО РАН, kisdimval@yandex.ru, Berj.LP@yandex.ru
Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет

Обеспечение надежности и безопасности зданий существующего жилищного фонда на сейсмически активных территориях представляет собой сложнейшую инженерную задачу, решение которой становится все более актуальной проблемой.

При сейсмических колебаниях в конструкциях зданий развиваются деформации и образуются повреждения различной степени, что заставляет сооружения работать в условиях за пределами упругих свойств материалов. Проявление нелинейных свойств отразится, прежде всего, на снижении жесткости конструкций, перераспределении усилий в элементах и образовании зон пластичности, которые, в свою очередь, повлияют на характер разрушения здания. Анализ последствий сильных землетрясений и экспериментальные исследования натурных полномасштабных фрагментов и зданий показывают, что характер разрушения зависит и от особенностей сейсмического (динамического) нагружения, и от конструктивных характеристик самого здания, причем разрушение происходит именно от совместного действия внешних (ускорение грунта) и внутренних сил (изгибающих моментов, продольных сил, собственных ускорений масс). Любые изменения в материале конструкций или узлах соединений (снижение жесткости, деформации, образование пластических шарниров) приводят к изменению сейсмических (инерционных) характеристик в системе.

Таким образом, прослеживается очевидная зависимость величины сейсмических сил от жесткости системы и степени ее повреждения. Следовательно, при оценке сейсмостойкости многоэтажных зданий, с целью получения наиболее достоверных результатов поведения его конструкций, необходимо учитывать нелинейную работу системы в целом.

Действующими нормами проектирования допускается возможность учета работы материала несущих конструкций в упругопластической стадии – их нелинейное поведение и даже разрушение отдельных элементов, которое не повлечет за собой критические деформации или обрушение зданий в целом. Современная теория сейсмостойкости предлагает следующие методы расчета зданий:

– *линейно-спектральный* (*Modal response*) – основной инженерный, рекомендуемый нормами. Метод позволяет по собственным частотам и формам колебаний зданий определить значения сейсмических нагрузок, исходя из спектров отклика. Оценка реакции системы на сейсмическое воздействие производится в упругой стадии работы. При переходе в неупругую стадию работы достоверность оценок снижается;

– *нелинейно-динамический* (*Nonlinear Time History (dinamic*) *analysis)* – пошаговый анализ акселерограмм землетрясений во времени и учет нелинейных свойств материала конструкций. Метод мало распространен ввиду его сложности и высокой ресурсоемкости;

– *нелинейно-статический* (в частности, метод *Nonlinear Pushover analysis*), основанный на энергетических критериях. С одной стороны, он является инженерным, с другой – позволяет учесть некоторые нелинейные свойства материалов; отражает переход от определения предельной несущей способности конструкций к прогнозированию их реального поведения (кинетики) во времени за пределом упругости. В процессе расчета осуществляется постепенное увеличение сейсмической нагрузки (которая заранее определена) и проводится анализ распределения усилий в структурных элементах здания, а также характера колебаний его верхних точек. Суть метода – установление взаимосвязи несущей способности, представленной зависимостью перемещения верха здания от силы горизонтального сдвига в основании, с сейсмическим требованием, выраженным в виде спектра реакции.

В действительности устойчивость сооружений – величина кинетическая, которая непрерывно меняется под влиянием множества процессов, как, например, продолжительность длительной эксплуатации, воздействие сильных землетрясений.

Предложенный факторно-аналитический метод предлагает математическое разделение сложной кинематической системы на управляемые компоненты. Инженерная составляющая метода содержит процедуру преобразования пространственной расчетной многомассовой динамической системы в эквивалентную одномассовую систему с использованием метода спектра несущей способности. В последующем производится расчет на сейсмические нагрузки эквивалентной одномассовой системы, вычисление ее максимальной неупругой реакции и определение реакции исходной многомассовой системы (максимальных усилий, перемещений и т.д.). Пластические деформации в конструкциях учитываются за счет понижающих коэффициентов к сейсмическим силам, что дает их более уменьшенные значения относительно расчетных. Таким образом, предполагается, что при реальном землетрясении несущие конструкции зданий (за счет проявления пластических свойств материала) смогут воспринять большие сейсмические силы без разрушения самих конструкций **[1]**.

Краткое описание последовательности стадий расчета:

I. Стадия упругого деформирования системы:

1. Определение основных динамических характеристик системы при работе в упругой стадии (периоды собственных колебаний системы, расчетная инерционная нагрузка, перемещения в уровне покрытия здания) из результатов расчета пространственной многомассовой модели здания с помощью известных программных комплексов (ПК Лира, SCAD office).

2. Получение обобщенных характеристик для преобразования многомассовой динамической модели здания в эквивалентную одномассовую систему.

3. Вычисление предельных параметров упругого деформирования эквивалентной одномассовой системы (инерционной нагрузки и упругого перемещения).

4. Построение кривой несущей способности в координатах «поперечная сила в основании – перемещение в уровне верхнего перекрытия» в форме идеализированной диаграммы Прандля.

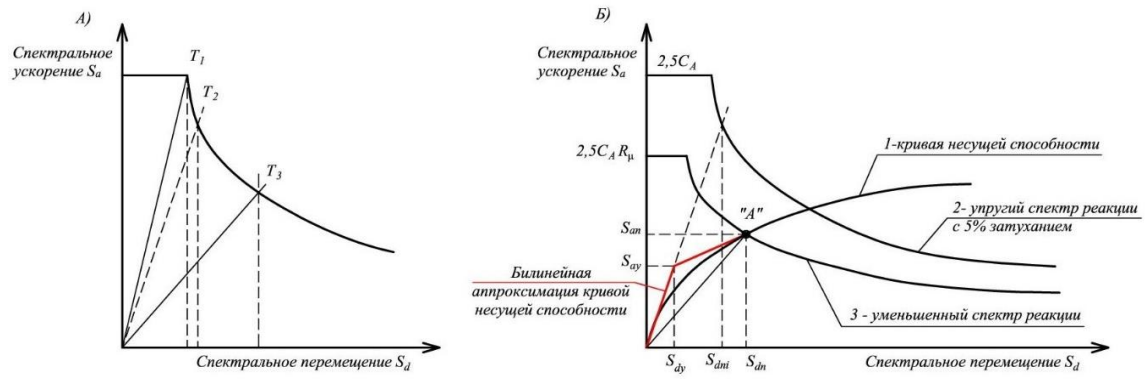
5. Определение энергии в стадии упругого деформирования системы при сейсмическом воздействии.

II. Стадия упругопластического деформирования системы:

1. Вычисление предельных динамических параметров системы в точке ее перехода в упругопластическую стадию (инерционную нагрузку, перемещение) с использованием динамических характеристик, полученных из расчета многомассовой системы в упругой стадии.

2. Преобразование спектра несущей способности из формата «поперечная сила – перемещение» в формат «спектральное ускорение – спектральное перемещение» (рисунок, а).

Дальнейшее преобразование спектра несущей способности сводится к построению уменьшенного спектра реакции, которое отражает появление неупругих деформаций в конструкциях здания. Считается, что демпфирование, возникающее при колебаниях грунта, будет способствовать возникновению неупругих деформаций в конструктивных элементах. Такое проявление деформаций – это сочетание вязкого демпфирования, которое возникает внутри конструкций, и гистерезисного затухания – результат процесса знакопеременного динамического колебания **[1, 2]**.



Построение графиков на стадии упругопластического деформирования: (*а*) – график спектра «ускорение – перемещение»; (*б*) – график спектра реакции с учетом коэффициентов редукции.

Построение уменьшенного (редуцированного) спектра реакции с использованием коэффициента редукции.

Наложение графиков «кривой несущей способности» на «спектр реакции». Точка пересечения двух графиков – точка *динамического равновесия* (состояния) – дает представление о предельном состоянии конструкций (предела прочности и максимального перемещения), по ней судят об ожидаемом поведении конструкций и определяют резерв несущей способности сооружения в целом (рисунок, б).

1. Определение энергии системы в упругопластической стадии деформирования при сейсмическом воздействии.

2. Оценка остаточной сейсмостойкости зданий или сооружений на основании сравнения энергий системы в упругой и упругопластической стадии деформирования.

Предложенный факторно-аналитический метод позволяет дать объективную количественную оценку кинетики сейсмостойкости зданий, исключая субъективизм экспертных оценок, а также осуществлять мониторинг технического состояния в режиме реального времени с прогнозом остаточного ресурса несущих конструкций после длительной эксплуатации или умеренных землетрясений. В целях принятия превентивных решений метод позволит сформировать обоснованные критерии для вывода объектов из эксплуатации или проведения антисейсмического усиления здания.

[1] *Немчинов Ю.И., Марьенков Н.Г., Хавкин А.К., Бабик К.Н*. Проектирование зданий с заданным уровнем обеспечения сейсмостойкости. М., 2012. 384 с.

[2] *Балушев С.В., Джинчвелашвили Г.А., Колесников А.В*. Нелинейный статический метод анализа сейсмостойкости зданий и сооружений // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2016. № 5. С. 39–47.

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

2026. Выпуск 24. С. 126–128

ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД УЛЬБАНСКОГО ТЕРРЕЙНА (НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

М.В. Киселев, И.А. Александров, А.Ю. Лебедев

Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, miron.kiselew@yandex.ru

Позднемеловые магматические породы широко распространены в пределах Ульбанского террейна и в целом Нижнего Приамурья на обширной территории Хабаровского края. Несмотря на высокий металлогенический потенциал этих образований, изученность магматических комплексов правобережья Амура современными методами остается довольно слабой, а их происхождение зачастую интерпретируется по аналогии с одновозрастными магматитами менее удаленных территорий. Нами была отобрана и изучена коллекция магматических пород Ульбанского и Эвурского вулканоплутонических ареалов (ВПА) восточной части Ульбанского террейна – фрагмента юрской аккреционной призмы, формирование которой ранее преимущественно связывали с окраиной Монголо-Охотского океана, а, согласно новым данным, относят к Палеопацифике и рассматривают в составе Сихотэ-Алинского орогенного пояса **[1]**. В пределах обоих ВПА присутствуют породы от габбро до лейкогранитов нормального и субщелочного ряда (и их вулканические аналоги), при этом наибольший объем среди интрузивных пород занимают гранодиориты и граниты, а среди вулканических – андезибазальты и андезиты.

Интрузивные породы Ульбанского ВПА объединены в одноименный комплекс и по петрохимическим характеристикам (рисунок, а–в) относятся к магнезиальным умеренно глиноземистым (до слабо- и высокоглиноземистых) магматитам высококалиевой известково-щелочной и щелочно-известковой серий. Нормированные к хондриту спектры РЗЭ показывают наклон ($(La/Yb)_N$ 4–15) главным образом в левой части диаграммы при меньшей фракционированности тяжелых РЗЭ ($(Dy/Yb)_N$ 1.05–1.3). Eu-аномалия от слабой у более основных разностей (Eu/Eu* 0.74–0.95) до значительной (0.21–0.25) у гранитов. Отрицательные аномалии Nb-Ta-Ti на мультиэлементных диаграммах (рисунок, д), как и другие минералого-геохимические особенности пород, позволяют отнести их к типичным гранитоидам I-типа.

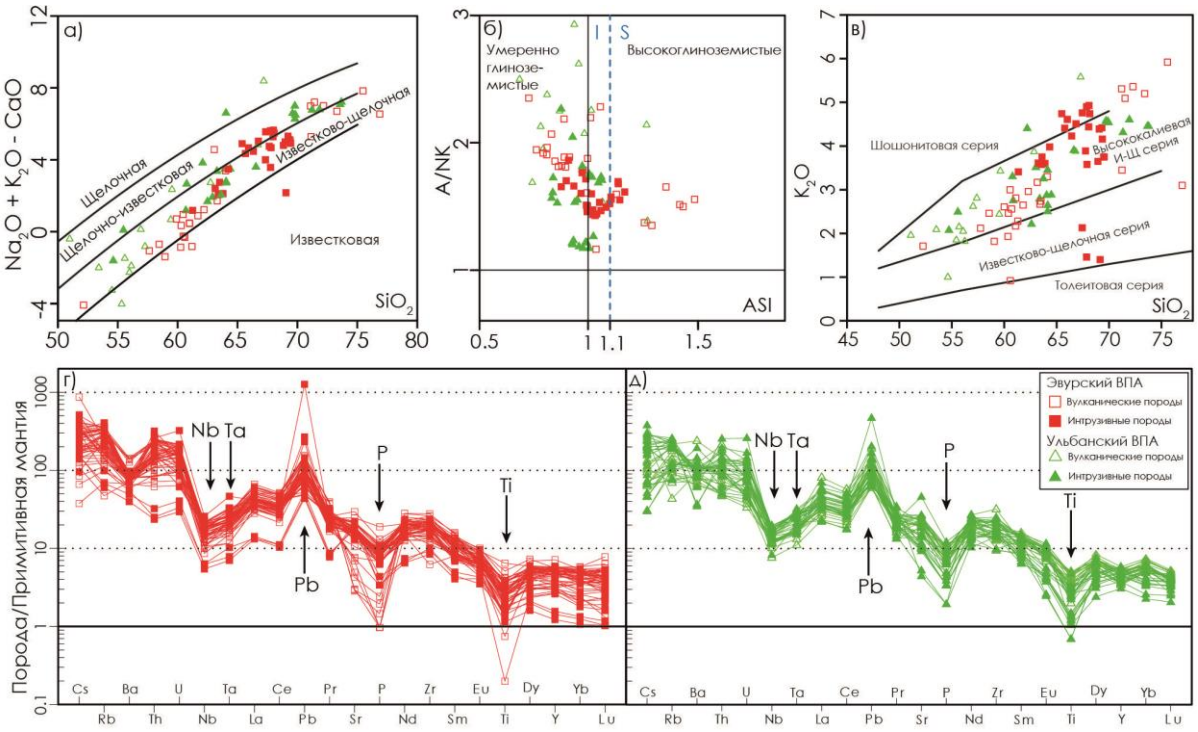
Вулканиты савоякского комплекса Ульбанского ВПА имеют более основной состав, по сравнению с описанными выше породами ульбанского комплекса, но при этом в целом разделяют их петрохимические характеристики (рисунок, а–в). Наиболее кислые разности дацитового/трахидацитового состава выделяются более высокими значениями индекса глиноземистости (до 1.27, рисунок, б) и иногда содержанием калия (рисунок, в). По сравнению с интрузивными породами РЗЭ в вулканитах фракционированы в меньшей степени (La_N/Yb_N 4.1–6.0, Dy_N/Yb_N 0.9–1.3), Eu-аномалия также проявлена слабее (Eu/Eu* 0.75–1.06), но в целом характер распределения микроэлементов сходен (рисунок, д).

На основании данных по составам амфиболов была выполнена оценка PT-условий формирования пород **[2, 3]**. Микрозондовые исследования показали наличие в большинстве изученных гранитоидов зональных амфиболов с высокоглиноземистыми ядрами паргаситового – магнезиогастингситового состава (10.5–12.5 вес. % Al_2O_3). Эти составы, а также данные по немногочисленным клинопироксенам **[4]** указывают на глубинные условия кристаллизации минералов при P>5 кбар и T>900 °C. Для основного объема зерен амфибола условия образования соответствуют 1.5–2.5 кбар при 700–780 °C. Наличие мафических включений (оливина, основного плагиоклаза и др.) и другие петрографические особенности некоторых изученных гранитоидов свидетельствуют об их формировании в результате смешения кислой и основной магмы.

Плутонические породы эвурского комплекса одноименного ВПА относятся к магнезиальным известково-щелочным и щелочно-известковым умеренно- и высокоглиноземистым породам I-типа (рисунок, а–в). При этом глиноземистость возрастает от первой к третьей фазе (рисунок, б). По содержанию K_2O гранитоиды первой и третьей фазы относятся к высококалиевой известково-щелочной серии, а большинство образцов второй фазы попадают в поле шошонитовой серии (рисунок, в). Отнесенные к 4-й фазе натровые гранодиориты месторождения Албазино **[5]**

соответствуют параметрам умеренно калиевых пород (рисунок, в). По распределению микроэлементов гранитоиды первой и второй фазы сходны с описанными выше породами ульбанского комплекса (рисунок, г). Породы третьей и четвертой фазы обладают отдельными геохимическими особенностями адакитов, включая обедненность тяжелыми РЗЭ и повышенное содержание стронция (рисунок, г).

Вулканиты омельдинского, малоомельдинского и сохатинского комплексов Эвурского ВПА преимущественно относятся к магнезиальным умеренно- и высокоглиноземистым разностям известково-щелочной серии (рисунок, а–в). Наиболее кислые разности представлены высокоглиноземистыми, в большинстве железистыми и щелочно-известковистыми породами (рисунок, а, б). Риолиты сохатинского комплекса на диаграмме $SiO_2 – K_2O$, в отличие от остальных вулканитов, попадают в поле шошонитовой серии (рисунок, в). На мультиэлементных диаграммах породы также демонстрируют отрицательные аномалии по Ta, Nb, Ti, P и положительную аномалию по Pb (рисунок, г). Высококалиевые риолиты сохатинского комплекса отличаются более резкими аномалиями Ti и P, а также наличием отрицательной аномалии Sr, что может являться следствием фракционирования плагиоклаза, апатита и (Fe)Ti-оксида.



Состав исследованных пород на геохимических диаграммах.

В породах первой и третьей фазы эвурского комплекса также выявлены свидетельствующие о полистадийной кристаллизации зональные зерна амфибола с высокоглиноземистыми магнезиальными ядрами. Составы указанных ядер отражают их кристаллизацию при температуре >900 °С и давлении >4 кбар. Периферические части этих зональных амфиболов, а также гомогенные кристаллы из пород других фаз эвурского комплекса отвечают условиям 710–790 °С и 1.7–2.8 кбар. В адакитоподобных гранодиорит-порфирах месторождения Албазино **[5]** такие амфиболы резорбированы, а в основной массе также присутствует ассоциация ортопироксен-биотит. В большинстве гранитоидов эвурского комплекса присутствуют резорбированные плагиоклазы с осцилляторной зональностью, а в породах третьей и четвертой фазы отмечена обратная зональность плагиоклаза.

Позднемеловые магматические породы восточной части Ульбанского террейна по своим минералого-геохимическим особенностям соответствуют типичным продуктам зон субдукции. Nb-Ta-Ti минимум, обогащение крупноионными литофильными элементами и широкое развитие раннего амфибола указывают на значительную роль флюида в формировании исходных магм. Следует при этом отметить, что типичные магматиты I-типа характерны также для трансформных континентальных окраин, существование которых предполагается в среднем мелу со-

гласно комплексным региональным геодинамическим реконструкциям с постепенным переходом к субдукционному режиму в течение турона – коньяка **[6]**. Кроме того, среди пород Эвурского ВПА обнаружены гранитоиды с признаками адакитов, образование которых, вероятно, связано с плавлением метабазитов при давлении более 10 кбар в условиях присутствия в рестите граната и амфибола/клинопироксена.

Проведенные исследования PT-условий формирования пород хорошо укладываются в модель транскоровых магматических систем, включающих глубинную горячую зону в нижней – средней части коры, а также ряда промежуточных магматических камер, которые подпитывались за счет поступления порций мантийных магм. Окончательное формирование большинства плутонов происходило на глубинах 4–8 км.

[1] *Ханчук А.И., Кемкин И.В., Кириллов В.Е., Иванов В.В., Кирьянов М.Ф., Трушин С.И*. Ульбанский террейн (зона) как часть юрского аккреционного комплекса Сихотэ-Алинского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 2024. Т. 43. С. 3–18.

[2] *Mutch E., Blundy J., Tattitch B. et al*. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2016. V. 171, № 10. 85.

[3] *Putirka K*. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes // American Mineralogist. 2016. V. 101, № 4. P. 841–858.

[4] *Wang X., Hou T., Wang M., Zhang C., Zhang Z., Pan R., Marxer F., Zhang H*. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems // European Journal of Mineralogy. 2021. V. 33. P. 621–637.

[5] *Киселев М.В., Александров И.А., Ивин В.В., Раткин В.В*. Рудогенерирующие восстановленные гранитоиды золоторудного месторождения Албазино (Хабаровский край): возраст, геохимические особенности, петрогенезис // Доклады РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 521. С. 256–264.

[6] *Ханчук А.И., Иванов В.В*. Геодинамика и рудные месторождения Сихотэ-Алинского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 2026. Т. 45. С. 3–33.

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

2026. Выпуск 24. С. 129–131

ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ АПОСЕРПЕНТИНИТОВОГО НЕФРИТА

Е.В. Кислов

Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, evg-kislov@ya.ru

Нефрит – скрытокристаллический спутанно-волокнистый агрегат амфибола ряда тремолит-ферроактинолит, который подразделяется на два эндогенных типа: апосерпентинитовый в офиолитах и аподоломитовый в тремолит-кальцитовых магнезиальных скарнах. В России выделены нефритоносные провинции: Уральская, Западно-Саянская, Восточно-Саянская, Джидинская, Витимская. Проявления известны на Алтае, Камчатке, Северном Кавказе, в Якутии и Приамурье. По мнению большинства исследователей, апосерпентинитовый нефрит метасоматически формируется на контакте серпентинитов с апогаббровыми или апогранитными метасоматитами, а также метаморфическими породами, внутри тел ультраосновных пород, метаморфизованных базитов, апогаббровых или апогранитных метасоматитов **[2, 3]**. Другие исследователи настаивают на метаморфическом формировании нефрита в зонах серпентинитового меланжа **[1]**. Рассмотрению вопроса локализации нефритоносных тел и посвящена эта работа.

На Урале находятся месторождения Академическое и Ныpдвоменшор, наиболее изучены проявления горы Бикиляр и на Баженовском месторождении хризотил-асбеста.

Нефрит на Баженовском месторождении в Асбестовском ГО Свердловской области обнаружен в карьере ОАО «Урал-асбест» на контакте родингитизированного габбро и серпентинита. Со стороны серпентинита отмечается тальк, а габбро – жилы кварца и актинолитовая порода. Окраска нефрита синевато-зеленая до яблочно-зеленой, шпинатно-зеленой, серовато-зеленой, светло-зеленой, белесой. Отмечаются пятна, прожилки, линзочки яркого шпинатно-зеленого, светло-зеленого цвета. Нефрит сложен тремолитом. Отмечается антигорит, тальк, клинопироксен, хромит, хромистый гроссуляр, уваровит, никелин, маухерит, пренит, кальцит. Нефрит просвечивает до 2 см.

Месторождение Ныpдвоменшор находится в 56 км к СЗ от г. Лабытнанги в Приуральском районе Ямала. Месторождение приурочено к северному экзоконтакту по Главному Уральскому разлому ультраосновного массива Рай-Из с метаморфическими и интрузивными породами Харбейского блока и метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами Лемвинской зоны. Контакт – зона полимиктового меланжа с развитием диопсидитов, родингитов, плагиоклазитов, альбит-жадеитов, нефрита. Нефрит локализуется в жилах в серпентинитах, на контакте серпентинитов с метаэффузивами, в метаэффузивах, на контакте родингитов по габброидам с серпентинитами, в родингитах **[4]**. Окраска нефрита неоднородная до однородной серовато-зеленая, оливково-зеленая, темная серовато-зеленая с пятнами, хлопьями светлого серовато-зеленого цвета. Просвечиваемость до 0.5 см. Преобладает тремолит. Отмечен диопсид, омфацит, хромит, уваровит, хлорит, барит, пентландит, миллерит, фалкондоит, Fe-доминантный минерал группы шуйскита.

Проявление **Бикиляр** находится на вершине г. Большой Бикиляр в Чебаркульском районе Челябинской области в 10 км ЮЗ с. Кундравы. Гора сложена измененным габбро, окруженным серпентинитом, входящими в чебаркульско-казбаевский габбро-дунит-гарцбургитовый комплекс. Цвет нефрита от серого до темно-травяно-зеленого. Нефрит неоднороден, содержит зерна, прожилки и пятна. Просвечиваемость 1–2 мм. В составе нефрита преобладает актинолит, отмечена магнезиальная роговая обманка, диопсид, хромит, гидроксилапатит, титанит, хлорит, борнит, ковеллин, халькопирит, пентландит, сугакиит, никелин, хризоколла, барит, вторичные сульфаты меди и железа. Состав нефрита объясняется небольшим размером блока ультрамафитов в значительном объеме габбро.

К Джидинской нефритоносной провинции относятся Хамархудинское, Харгантинское, Хангарульское и Болдокитское месторождения, ряд проявлений.

Харгантинское месторождение расположено на Хангарульском хребте в верхнем течении р. Оронгодой в 21 км к северу от с. Утата Закаменского района Бурятии. Месторождение приурочено к зоне серпентинитового меланжа в северо-восточном эндоконтакте одноименного массива ультрабазитов цакирского комплекса с метаморфическими породами зун-муринской свиты. Жилы нефрита залегают в линзовидных телах тремолититов и родингитов. Нефрит обладает неравномерной пятнистой, струйчатой, зональной и гнездовой окраской травяно-, светло-, темно-, болотно- и серовато-зеленого, реже черного цвета. В центральных частях блоков отмечен яркий травяно-зеленый нефрит, на периферии болотно-зеленый и зеленовато-серый. Нефрит просвечивает до 5 мм. Преобладает тремолит, отмечен хромит с включениями оливина и барита, хлорит, флогопит, гроссуляр до уваровита, эпидот до алланита-Ce и клиноцоизита, кварц, бастнезит, циркон, диопсид, фторапатит, рутил, титанит, барит, пентландит, виоларит, ульманит, сфалерит, галенит, кобальтин, никелин, герсдорфит, аэругит, Co-, Ni-содержащий пирит (бравоит), аллоклазит, халькопирит, талнахит, молибденит, вторичные силикаты Ni и Fe, кальцит.

Хамархудинское месторождение находится на Иджимском хребте в верхнем течении р. Хохюрта в 45 км к северу от с. Утата в Закаменском районе Бурятии, приурочено к контактам одноименного ультраосновного массива с метаморфитами биту-джидинской свиты. Северный контакт – зона полимиктового меланжа шириной 1 км, сложенная диафторированными сланцами, гнейсами с блоками, линзами ультраосновных пород, преобразованных в родингиты, тремолититы и тальк-карбонатные породы. Цвет нефрита зеленый различной тональности до черного, белый, серовато-белый. Преобладающий минерал – тремолит до актинолита. Отмечены хромит, хлорит, кальцит, флогопит, уваровит, эпидот до клиноцоизита и алланита-Ce, фуксит, кварц, андалузит, фторапатит, титанит, циркон, пентландит, галенит, кобальтин, халькопирит, миллерит, герсдорфит, молибденит, никелин, сугакиит, предположительные вторичные романешит, бисмутит, волконскоит.

К Восточно-Саянской провинции относятся месторождения Оспинское, Саган-Сайр, Арахушанжалгинское, Поле Чудес, Улан-Ходинское, Хуша-Гол, Горлыкгольское, Онотское, Зун-Оспинское.

Оспинское месторождение расположено в Восточных Саянах в Окинском районе Бурятии, в верховьях р. Ильчир в 85 км к северу от пос. Кырен в восточной зоне соединения северной и южной пластин Оспинско-Китойского офиолитового серпентинитового массива, секущейся дайками метагабброидов боксонского комплекса и альбититов огнитского комплекса. Наиболее качественный нефрит связан с будинированными родингитизированными габбро и габбро-долеритами. Нефритоид неоднородного серовато-зеленого до светло-зеленого цвета, просвечивающий на 2 мм, сложен тремолит-актинолитом, встречается хромит, эпидот, хлорит, миллерит, пентландит, халькопирит, борнит, галенит, никелин, пирротин. Массивный сине-зеленый светлый до темного нефрит просвечивает на 1.5 см, состоит из тремолита до актинолита, встречается хромит, клинохлор, диопсид, борнит, никелин, халькопирит, пентландит, пирротин, миллерит, герсдорфит. Зеленовато-серый однородный нефрит, просвечивающий на 1.5 см, сложен актинолитом. Переливающийся голубоватый светло-зеленый до темно-зеленого нефрит, местами с желтоватым оттенком, просвечивает на 2 см, состоит преимущественно из актинолита, реже тремолита; редкие галенит, кобальтин, сфалерит, кобальтин, брейтгауптит, тальк, флогопит. Параллельно-волокнистый зеленый нефрит, просвечивающий на 1 см, сложен актинолитом. Рассланцованный нефрит синевато-зеленый, серовато-зеленый, светло-зеленый, местами желтовато-зеленый, просвечивающий на 1.5 см, сложен преимущественно актинолитом, обнаружены хромит, хлорит, галенит, миллерит, пентландит, сугакиит, халькопирит, кобальтин, осарсит, кобальтин, сфалерит, маухерит.

Приведены данные по наиболее изученным месторождениям и проявлениям апосерпентинитового нефрита России: геологической обстановке, качественным характеристикам и минеральному составу. Показано, что апосерпентинитовый нефрит образуется в различных обстановках в связи с серпентинитами офиолитов. Наиболее выраженное формирование на контакте серпентинитов с дайками зафиксировано на Баженовском месторождении хризотил-асбеста. Формирование нефрита в обстановке серпентинитового меланжа наиболее выражено на месторождениях Ныpдвоменшор, Харгантинское и Хамархудинское. Оспинское месторождение сформировано в обстановке серпентинитового меланжа, но наиболее качественный нефрит приурочен к дайкам. Проявление Бикиляр сформировано по ксеноблоку в габброидах. Различие в локализации отражается на минеральном, химическом составе нефрита и его качественных характеристиках. Наиболее качественный нефрит следует ожидать в зонах серпентинитового меланжа в местах его пересечения дайками.

Тезисы и доклад подготовлены за счет РНФ, грант № 25-27-00579.

[1] *Добрецов Н.Л., Татаринов А.В*. Жадеит и нефрит в офиолитах (на примере Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1983. 125 с.

[2] Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С., Секерина Н.В. Месторождения нефритов. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2015. 377 с.

[3] *Harlow G.E., Sorensen S.S*. Jade (Nephrite and Jadeitite) and Serpentinite: Metasomatic Connections // International Geology Review. 2005. V. 47. P. 113–146.

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

2026. Выпуск 24. С. 132

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП РОСТА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И Hf ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ ПО ДЕТРИТОВОМУ ЦИРКОНУ

В.П. Ковач[1], А.Б. Котов[1], С.Д. Великославинский[1], Е.В. Адамская[1], В.В. Бортников[1], К-Л. Ван[2], Х-Я. Ли[2]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, v.p.kovach@gmail.com
[2] Тайпей, Тайвань, Институт наук о Земле, Академия Синика, basaltwang@gmail.com

Выполнено обобщение U-Pb геохронологических и Lu-Hf изотопных данных для детритового циркона из палеопротерозойских метатерригенных пород Сибирского кратона (удоканский комплекс Кодаро-Удоканского прогиба и Угуйского грабена, курумканская толща Западно-Алданского мегаблока Алданского геоблока, Акитканский орогенный пояс, Иркутный блок Тунгусского супертеррейна). Установлено, что значительную роль в их формировании играли источники палеопротерозойского возраста (2.49–2.45, 2.38–2.37, 2.31–2.29, 2.15–2.12, 2.08–2.02 и 1.99–1.98 млрд лет). Необходимо отметить, что в изученных метаосадочных породах среди раннепротерозойского детритового циркона значимо преобладает циркон с возрастом в интервале 2.07–2.0 млрд лет. Циркон палеопротерозойского возраста характеризуется широкими вариациями величин $\varepsilon_{Hf}(t)$ от –21.4 до +9.9 и значениями Hf корового модельного возраста $t_{Hf(C)}$=3.8–2.0 млрд лет. Сходные максимумы возраста детритового циркона 2.49–2.41, 2.37–2.30, 2.20–2.12, 2.09–2.01 и 1.99–1.93 млрд лет с совпадающими вариациями Lu-Hf изотопных параметров ($\varepsilon_{Hf}(t)$ от –31.0 до +7.7, $t_{Hf(C)}$=3.8–2.0 млрд лет) установлены в мезо- и неопротерозойских терригенных отложениях Ангарского и Акитканского поясов, Алданского и Оленекского супертеррейнов Сибирского кратона. Геохронологические и Lu-Hf изотопные данные для детритового циркона из протерозойских терригенных пород совместно с имеющимися геохронологическими и Sm-Nd изотопными данными для магматических пород выступов и погребенного фундамента Сибирского кратона свидетельствуют о широко проявленных процессах роста палеопротерозойской и переработки архейской континентальной коры. Эти процессы, протекавшие в условиях островных дуг и активных континентальных окраин, привели к формированию огромных объемов палеопротерозойских магматических пород, послуживших впоследствии источниками мезо- и неопротерозойских осадочных пород Сибирского кратона.

Исследования выполнены при финансовой поддержке НИР FMUW-2025-0002 ИГГД РАН.

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

2026. Выпуск 24. С. 133–135

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЩЕЛОЧНО-САЛИЧЕСКИЙ МАГМАТИЗМ КАК ИНДИКАТОР ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

А.М. Козловский

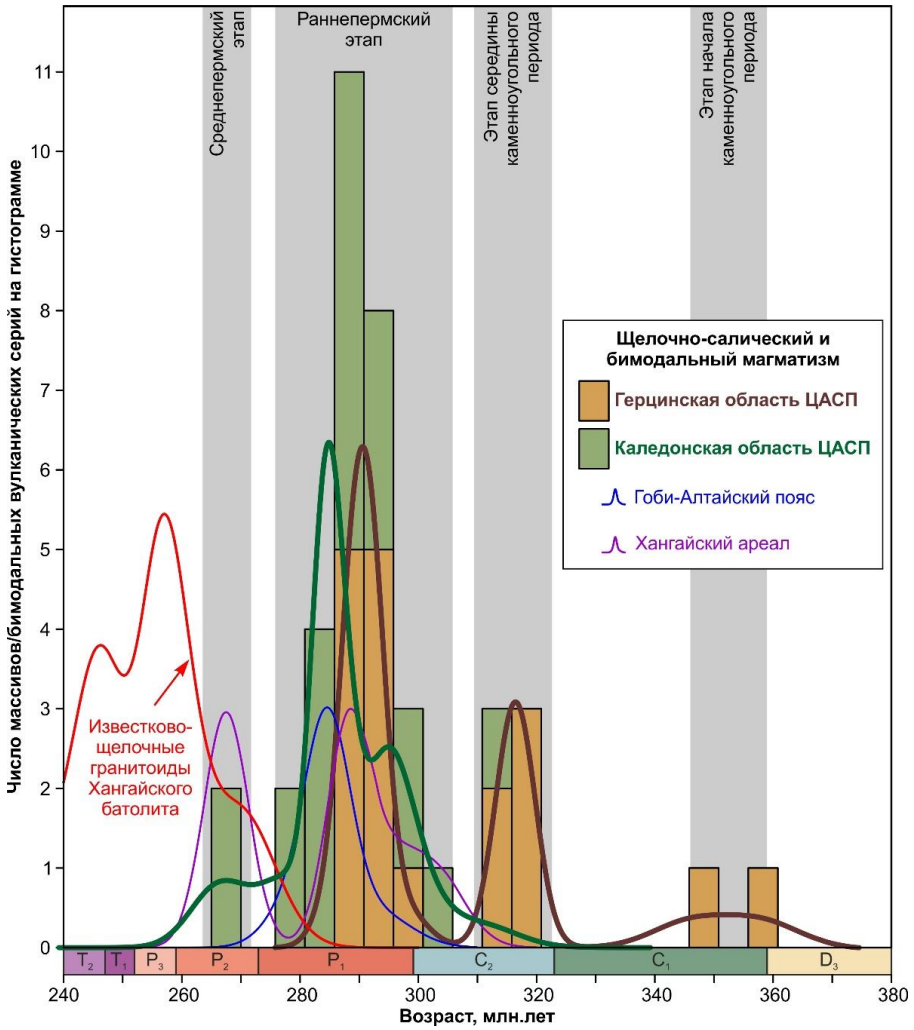
Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, amk@igem.ru

В развитии Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) поздний палеозой стал наиболее масштабной эпохой щелочно-салического (гранитоидного А-типа) и бимодального (базальт-щелочно-риолитового) магматизма. Проявления этого магматизма ранее рассматривались в рамках позднепалеозойской – раннемезозойской рифтовой системы Центральной Азии, развитие которой предполагалось как непрерывный процесс, начавшийся в позднем карбоне в герцинидах ЦАСП на юге пояса и далее к поздней перми смещавшийся к северу (в современных координатах) в каледонскую область ЦАСП **[1]**. Такая динамика магматизма была основана на оценках возраста вулканических пород по находкам флоры в осадочных горизонтах среди лав, а также единичных K-Ar и Rb-Sr изотопных определениях возраста магматических пород. Более поздние U-Pb и Ar-Ar геохронологические определения возраста показали, что такая последовательность нарушается, а в единых поясах могут быть совмещены разновозрастные образования сходного состава **[2, 3]**. Систематизация геохронологических данных по позднепалеозойскому щелочно-салическому и бимодальному магматизму на территории центрального сектора ЦАСП показывает, что такой магматизм протекал дискретно в четыре этапа: в начале каменноугольного периода, в середине каменноугольного периода, в ранней перми и в середине перми (рисунок). При этом на всех этапах формировались гранитоиды А-типа с щелочными темноцветными минералами (щелочным амфиболом и/или эгирином), составы которых во многом схожи. Каждый из этих этапов фиксирует эпизоды растяжения континентальной коры, связанные с определенными этапами геодинамической эволюции ЦАСП.

Проявления щелочно-салического магматизма **начала каменноугольного периода** в центральном секторе ЦАСП обнаружены совсем недавно **[2]**. На сегодняшний день это три массива щелочных гранитоидов, локализованные в зоне Главного Монгольского линеамента (Улан-Хайрхан – 358±1 млн лет и Булген – 358±4 млн лет) и южнее в герцинидах Заалтайской Гоби (Отгон-Ула – 346±2 млн лет). Этот магматизм сшивает каледониды и герциниды ЦАСП. Он проявился в период смены характера магматизма, осадконакопления и региональной тектонической перестройки на границе Заалтайской Гоби-Восточной Джунгарии с Монгольским-Китайским Алтаем. Первые комплексы в докаменноугольное время формировались в условиях океанической островной дуги в Палеоазиатском океане. Вторые развивались как Алтайская пери-Сибирская активная континентальная окраина андийского типа. Внедрению щелочных гранитоидов здесь предшествовал метаморфизм, складчатость и надвигообразование, а в Заалтайской Гоби – умеренные деформации. Последующая раннекаменноугольная геологическая история представлена зрелым окраинно-континентальным магматизмом в Заалтайской Гоби и скудной активностью в Монгольском Алтае. Это позволяет предполагать аккрецию островных дуг Заалтайской Гоби-Восточной Джунгарии к Алтайской континентальной окраине Сибири до внедрения щелочных гранитоидов начала каменноугольного периода, а сам этап щелочно-салического магматизма рассматривать как постаккреционный, связанный с разрывом субдуцируемого слэба или отступлением зоны субдукции.

Этап **середины каменноугольного периода** проявлен лишь в герцинидах юга ЦАСП, где он пришелся на короткий интервал времени ~318–315 млн лет (рисунок), когда в Заалтайской Гоби формировались щелочно-гранитные массивы Юмт-Ула, Суман-Хад, Баян-Зурх, Хара-Обинский и грабен с бимодальным вулканизмом хр. Ноён и Тост **[3]**. В Восточной Джунгарии ряд синхронных массивов щелочных гранитоидов сосредоточены к северу от пояса Келамеили. В эволюции магматизма региона этот этап фиксирует время завершения раннекаменноугольного окраинно-континентального магматизма, после которого отмечается перерыв в магматической

активности. Надежных данных о раннекаменноугольном надсубдукционном магматизме в прилегающих с юга к Заалтайской Гоби Гоби-Тяньшаньском и Цаган-Ульском террейнах нет. Это предполагает однонаправленную субдукцию коры океанического бассейна Палеоазиатского океана на север в современных координатах. Прекращение надсубдукционного магматизма, очевидно, связано с аккрецией к Заалтайской окраине Сибири Гоби-Тяньшаньского – Южно-Гобийского террейнов в составе коллажа террейнов Харлик-Дананху и Бейшаня. Щелочно-салический магматизм, таким образом, является постаккреционным, связанным с разрывом субдуцируемого слэба.



Гистограмма распределения геохронологических данных с кривыми плотности возрастов для проявлений позднепалеозойского щелочно-салического и бимодального магматизма центрального сектора ЦАСП.

Проявления **раннепермского** магматизма установлены практически во всех террейнах центрального сектора ЦАСП и юго-западнее до Таримского кратона. Интервал их формирования составил ~302–279 млн лет назад (рисунок). В герцинидах ЦАСП раннепермскому магматизму предшествовал период спада магматической активности в конце каменноугольного периода. В каледонском коллаже террейнов раннепермскому магматизму предшествовал значительный амагматичный интервал. Отсутствие очевидной связи магматизма ранней перми с предшествующей геологической историей развития ЦАСП и распространение субсинхронных продуктов магматизма на огромной площади вне зависимости от возраста и состава фундамента позволяют рассматривать его как анорогенный. Причиной же анорогенной активности мог быть либо Таримский плюм, термальное поле которого распространилось за пределы кратона на прилегающую орогенную область, либо рассеянная деламинация нижних частей утолщенной вследствие предшествующих аккреционных событий континентальной литосферы ЦАСП **[2, 3]**.

Среднепермский этап представлен двумя щелочно-гранитными массивами (Тосонцэнгельским – 268±1 млн лет и Дархан-Улинским – 266±3 млн лет), располагающимися в северной части Хангайской группы террейнов, которые фиксируют начало крупного этапа гранитообразования – формирование Хангайского гранитоидного батолита во второй половине перми – первой половине триаса (рисунок). Причины масштабного гранитоидного магматизма остаются дискуссионными. Одна из точек зрения **[4]** предполагает, что гранитоиды Хангайского батолита формировались при субдукции океанической плиты Монголо-Охотского океана под складчатое обрамление Сибирского кратона. Другая **[5]** предполагает анорогенную природу батолита, связанную с активностью мантийного плюма или деламинацией нижней континентальной коры. Однако осадочная летопись Хангайского бассейна показывает закрытие этой части Монголо-Охотского бассейна к началу перми. Это могло создать условия для последующей деламинации низов континентальной коры и поступления мантийных магм, подслаивающих континентальную литосферу, что послужило причиной масштабного гранитообразования. Начало этого процесса ознаменовалось щелочно-гранитоидным магматизмом в средней перми. В связи с этим среднепермский этап щелочно-салического магматизма должен рассматриваться как постаккреционный, но со стороны закрытия Монголо-Охотского океана.

Таким образом, щелочно-салический магматизм в центральном секторе ЦАСП фиксирует два основных типа тектонических событий: постаккреционные и анорогенные. Каменноугольные этапы, проявленные в герцинидах ЦАСП, отражают моменты закрытия бассейнов Палеоазиатского океана и аккреции к окраине Сибири сперва островных дуг Заалтайской Гоби-Восточной Джунгарии и затем Гобийского Тянь-Шань–Бейшаня. Среднепермский этап связан с закрытием западной части иного океанического бассейна – Монголо-Охотского. Раннепермский магматизм охватил террейны разного возраста и состава, в том числе далеко от возможных аккреционных швов и вне связи с аккреционными событиями. Это служит основанием для отнесения его к анорогенному типу. Инициатором этого магматизма могли быть сближенные во времени события, связанные с активностью Таримского плюма и рассеянной деламинацией.

Работа выполнена в лаборатории редкометалльного магматизма ИГЕМ РАН при финансовой поддержке Минобрнауки РФ, проект № 075-15-2024-641.

[1] *Ярмолюк В.В., Самойлов В.С., Иванов В.Г., Воронцов А.А., Журавлев Д.З*. Состав и источники базальтов позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии (на основе геохимических и изотопных данных) // Геохимия. 1999. № 10. С. 1027–1042.

[2] *Kozlovsky A.M., Salnikova E.B., Yarmolyuk V.V., Ivanova A.A., Savatenkov V.M., Plotkina J.V., Oyunchimeg T.* Late Paleozoic alkaline granitoids of the southwestern and Northern Mongolia: U-Pb ID TIMS zircon dating, petrogenesis and implications for post-accretion and anorogenic activity of the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2023. V. 121. P. 92–117.

[3] *Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Salnikova E.B., Savatenkov V.M., Ivanova A.A., Travin A.V., Plotkina J.V., Kudryashova E.A., Oyunchimeg T.* Late Paleozoic A-and I-type granitoids of the Trans-Altai Gobi (Central Asian Orogenic Belt): evidence for similar petrogenesis and timing in different post-accretionary and anorogenic tectonic settings // Lithos. 2026. V. 526–527. 108440.

[4] *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V*. Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 79–97.

[5] *Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Травин А.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Козаков И.К., Плоткина Ю.В., Ээнжин Г., Свиридова О.Е*. Длительность формирования и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: данные геологических и геохронологических исследований Хангайского батолита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 1. С. 79–102.

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

2026. Выпуск 24. С. 136–137

ПЕРЕХОДНЫЙ ИНТЕРВАЛ ДОКЕМБРИЯ И КЕМБРИЯ НА ПАТОМСКОМ НАГОРЬЕ (ВЕСТИ С ПОЛЕЙ И НЕ ТОЛЬКО)

А.В. Колесников[1], А.В. Шацилло[1,2], И.В. Латышева[1], М.С. Чеснокова[1], А.Д. Галкин[1], В.Н. Паньков[1], В.А. Панькова[1]

[1] Москва, Геологический институт РАН, kolesnikov@ginras.ru
[2] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

В июле – августе этого года специалисты ГИН РАН и ИФЗ РАН провели совместные полевые работы по изучению выходов верхнего докембрия и нижнего кембрия в рамках гранта РНФ № 24-77-10030 в пределах Патомского нагорья на северо-востоке Иркутской области и на юге Республики Саха (Якутия). Основными объектами исследования явились естественные выходы тинновской и нохтуйской свит, вскрытые по берегам среднего течения рек Большой Патом и Лена. Именно эти свиты представляют особый интерес, так как ранее в них были найдены весьма необычные и интригующие находки.

Традиционно считается, что начало кембрия (или фанерозоя) ознаменовалось важным событием – внезапным исчезновением в ископаемой летописи загадочных и морфологически сложных древнейших мягкотелых макроскопических организмов, также известных как биота эдиакарского типа (эдиакарская мягкотелая биота или вендобионты) **[1]**, время распространения которых зажато в интервале приблизительно 574–539 млн лет **[2]**. Данное явление резкого выпадания мягкотелых организмов из ископаемой летописи интерпретировалось по-разному. Согласно «гипотезе Чеширского кота», исчезновение ископаемых остатков было связано с изменением условий захоронения и сохранности из-за вытеснения биотурбирующими организмами микробиальных матов из обстановок обитания мягкотелых организмов. Иными словами, исчезновение организмов эдиакарского типа не являлось следствием эволюционных процессов в биосфере, а носило скорее тафономический характер – «закрылось тафономическое окно» в обстановках обитания мягкотелых организмов **[3]**. Согласно «катастрофической гипотезе», исчезновение эдиакарской биоты было связано с массовым вымиранием, вызванным экологическим стрессом в глобальном масштабе **[3, 4]**. «Гипотеза биологического замещения» предлагает сценарий развития событий в позднем докембрии, в котором вымирание вендских макроскопических организмов носило постепенный характер и было обусловлено изменениями в структуре и функционировании экосистем в связи с появлением и усилением доминирующей роли первых сложноустроенных и подвижных животных **[3, 5]**. В некоторой степени в пользу этой гипотезы указывают результаты недавнего обнаружения палеонтологических остатков, напоминающих вендобионтов, в нижнем кембрии Китая, что ставит вопрос об их полном исчезновении или вымирании **[6]**.

В настоящем сообщении приведены предварительные результаты полевого изучения новых местонахождений палеонтологических остатков мягкотелых организмов в нохтуйской свите нижнего кембрия юга средней части Сибирской платформы. В них удалось повторить ранее обнаруженные в других разрезах находки органов прикрепления родов *Aspidella* и *Eoporpita* **[7]**, а также обнаружить совершенно новые формы. Новые данные свидетельствуют о возможности выживания уже не некоторых и довольно примитивных таксонов эдиакарского типа в раннем фанерозое, но и более сложных по своей морфологии организмов, что косвенно подтверждает «гипотезу постепенного биологического замещения». В свою очередь, новые данные существенно раскрывают палеонтологический потенциал «среднесибирского» разреза верхнего докембрия и нижнего кембрия, который, наряду с ранее полученными данными палеонтологических, хемостратиграфических и геохронологических исследований **[7–11]**, теперь по праву можно считать одним из наиболее полных и информативных в мире.

Исследования выполнены при поддержке РНФ, грант № 24-77-10030.

[1] *Waggoner B.* The ediacaran biotas in space and time // Integrative and Comparative Biology. 2003. V. 43, № 1. P. 104–113.
[2] *Matthews J.J. et al.* A chronostratigraphic framework for the rise of the Ediacaran macrobiota: new constrains from the Mistaken Point Ecological Reserve, Newfoundland // GSA Bulletin. 2021. V. 133, № 3–4. P. 612–624.
[3] *Laflamme M. et al.* The end of the Ediacara biota: Extinction, biotic replacement, or Cheshire Cat? // Gondwana Research. 2013. V. 23. P. 558–573.
[4] *Brasier M.D.* Background to the Cambrian explosion // Journal of the Geological Society. 1992. V. 149. P. 585–587.
[5] *Darroch S.A.F. et al.* Causes and consequences of end-Ediacaran extinction: An update // Cambridge Prisms: Extinction. 2023. V. 1. e15.
[6] *Hu S. et al.* A new Cambrian frondose organism: 'Ediacaran survivor' or convergent evolution? // Journal of Geological Society. 2023. V. 180, № 2. jgs2022-088.
[7] *Kolesnikov A.V.* et al. Shadows of the past: An Ediacara-style taphonomic window in advent of Cambrian bioturbators // Precambrian Research. 2023. V. 399. 107238.
[8] *Kolesnikov A.V. et al.* Life on the way out of Shuram Excursion: New locality of Ediacaran biota in the Ura Uplift of the southern Siberian Platform // Gondwana Research. 2024. V. 125. P. 359–367.
[9] *Покровский Б.Г., Буякайте М.И.* Геохимия изотопов C, O и Sr в неопротерозойских карбонатах юго-западной части Патомского палеобассейна, юг Средней Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186.
[10] *Rud'ko S.V. et al.* Pb-Pb dating of the Dal'nyaya Taiga Group in the Ura Uplift of southern Siberia: Implications for correlation of C- isotopic and biotic events in the Ediacaran // Precambrian Research. 2021. V. 362. 106285.
[11] *Рудько С.В. и др.* Оледенение Марино на Сибирской платформе: LA-ICP-MS датирование цирконов из туфа в большепатомской свите на Уринском поднятии // Геология и геофизика. 2026. Т. 67, № 8. С. 1020–1030.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 138–141

ТРАНСПРЕССИОННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ АНСАМБЛИ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

С.Ю. Колодяжный[1], Е.И. Махиня[1], К.И. Данцова[1], Т.В. Романюк[2]

[1] Москва, Геологический институт РАН
[2] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

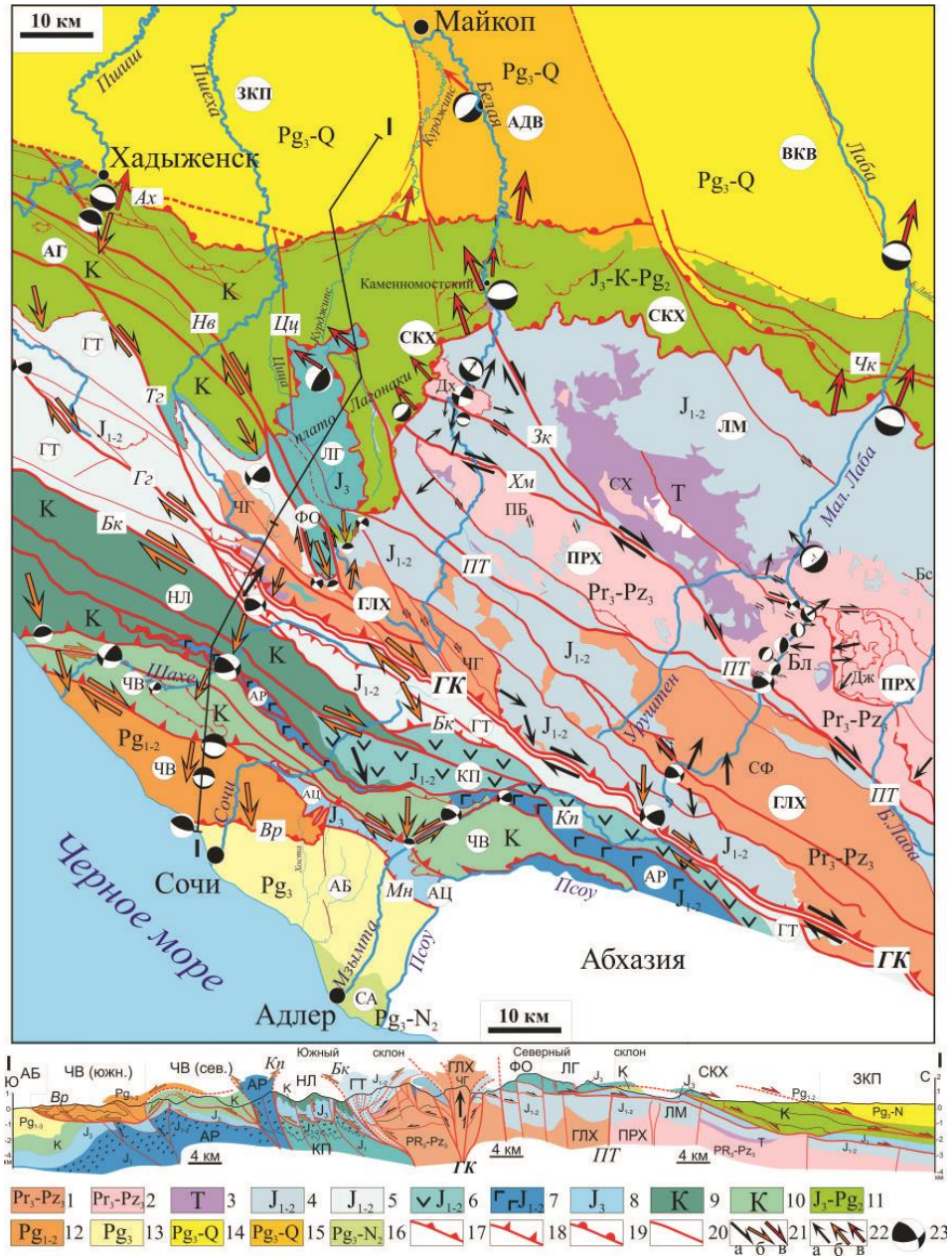
Горно-складчатое сооружение Большого Кавказ (**БК**) принято рассматривать как асимметричный антиклинорий с пологомоноклинальным слабо деформированным крылом северного склона и интенсивно дислоцированным южным крылом, сформированным пакетом пластин и складчато-надвиговых чешуй южной вергентности **[1, 6]**. В центральной части **БК** крылья антиклинория разделяет выступ неопротерозой-палеозойского гранитно-метаморфического ядра – фундамента краевой части эпигерцинской Скифской плиты. Начало формирования современного орогена **БК** обычно связывают с альпийскими складчато-надвиговыми деформациями, которые были концентрированно проявлены в эоцен-олигоценовое время в мезозойских и кайнозойских комплексах южного склона **БК [1, 6]**.

Ставшие доступными в последнее время сведения о строении и генезисе кайнозойских толщ (предгорных?) прогибов Западного Предкавказья показывают, что основной их объем представлен окраинно-континентальными образованиями шельфа Восточно-Европейского континента, а орогенные молассы в их составе появляются только начиная с рубежа плиоцена – квартера **[2, 4, 5, 7]**. Из этого следует, что формирование горного сооружения **БК** происходило стремительно и было оторвано во времени от главной эпохи альпийской складчатости на десятки миллионов лет. Соответственно, возникает ряд вопросов: 1) в каких геодинамических условиях происходило формирование «анорогенных» структурных ансамблей альпийского этапа; 2) какие механизмы обеспечили быструю экспозицию кристаллического ядра **БК** на новейшем этапе.

Предварительные решения этих вопросов рассмотрим на примере области сочленения центрального и западного сегментов **БК.** В пределах этой области в результате складчато-надвиговых и, что особенно важно, сдвиговых движений совмещены различные комплексы пород, слагающие обособленные структурно-формационные (**СФ**) зоны (рисунок). В результате смена и чередование различных **СФ** зон **БК** происходят не только в поперечном, но и в продольном (кавказском, ЗСЗ) направлении.

Комплексы палеозойского ядра центрального сегмента **БК** испытывают периклинальное погружение к СЗ под толщи мезозоя западного сегмента **БК**. В области погружения палеозойское ядро распадается на серию мелких выступов, разобщенных разрывами с существенной сдвиговой составляющей перемещений (рисунок). Различные **СФ** зоны южного склона **БК**, чередуясь в поперечном направлении, в плане имеют клинообразные соотношения и сменяют друг друга вдоль простирания. Складчатые вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы нижней – средней юры Абхазо-Рачинской и Краснополянской **СФ** зон по простиранию к ЗСЗ переходят в юрско-меловые преимущественно песчано-сланцевые и флишоидные комплексы Новороссийско-Лазаревской **СФ** зоны. Верхнеюрские карбонатно-рифовые комплексы зоны Ахцу в виде планарного клина проникают в пределы аллохтонной Чвежипсинской **СФ** зоны, разделяя ее на северную (преимущественно карбонатно-терригенные флишоидные толщи мела) и южную (преобладает терригенный флиш палеоцена – эоцена) часть. При этом северный сегмент Чвежипсинской **СФ** зоны относительно южного ее сегмента испытывает планарное смещение вправо с видимой амплитудой до 40 км (рисунок). Такой сложный тектонический коллаж **СФ** зон возник в результате покровных, складчато-надвиговых, сдвиговых и комбинированных перемещений. При этом если амплитуды горизонтальных перемещений вдоль покровов и надвигов редко превышают 10 км, то предполагаемые сдвиговые смещения в несколько раз больше.

На рассматриваемой территории крупнейшие разрывные нарушения представлены Пшекиш-Тырныаузской шовной зоной, разделяющей **СФ** зоны Передового и Главного хребтов,



Тектоническая схема области сочленения центрального и западного сегментов Большого Кавказа с элементами кинематических интерпретаций. Схематизированный геолого-структурный разрез по линии I – I. Буквы в кружках – структурно-формационные зоны: ГЛХ – Главного хребта, ПРХ – Передового хребта, ЛМ – Лабино-Малкинская, СКХ – Скалистого хребта, АГ – Абино-Гуйнакская, ЛГ – Лагонакская, ФО – Фишт-Оштенская, ГТ – Гойтхская, НЛ – Новороссийско-Лазаревская, КП – Краснополянская, АР – Абхазо-Рачинская, ЧВ – Чвежипсинская, АЦ – Ахцу, АБ – Абхазская, СА – Сочи-Адлерская, ЗКП – Западно-Кубанский прогиб, ВКВ – Восточно-Кубанская впадина, АДВ – Адыгейский выступ.

Курсив в квадратной рамке – главные зоны разломов: ГК – Главного Кавказского, ПТ – Пшекиш-Тырныаузского, Хм – Хамышкинского, Зк – Заканского, Ах – Ахтырского, Чк – Черкеского, Цц – Цицинского, Нв – Навагинского, Тг – Тугупсинского, Гг – Гогопсинского, Бк – Бекишейского, Кп – Краснополянского, Мн – Монастырского, Вр – Воронцовского. Выступы доюрских комплексов: Дх – Даховский, СХ – Сахрай-Ходзинский, Бл – Блыбский, Дж – Джентинские покровы, СФ – Софийский, ПБ – Пшекиш-Бамбакский, Чг –Чугушский.

1–16 – вещественные комплексы различных **СФ** зон, преимущественно: *1–2* – неопротерозой-палеозойские, *3* – триасовые, *4–7* – нижне- и средеюрские, 8 – верхнеюрские, *9–10* – меловые, *11* – верхнеюрско-эоценовые, *12* – палеоцен-эоценовые, 13 – олигоценовые, *14–15* – олигоцен-четвертичные, *16* – олигоцен-плиоценовые; *17–20* – разрывы: *17* – шарьяжи, *18* – взбросы и надвиги, *19* – детачменты и сбросы, *20* – сдвиговой и комбинированной кинематики; *21–22* – направления перемещений (а – герцинского и киммерийского; б – альпийского, в – новейшего этапов): *21* – сдвиговые, *22* – тангенциальные (надвиговые); *23* – стереограммы ориентировки палеонапряжений (черный – сегменты растяжения, белый – сегменты сжатия, нижняя полусфера).

Главным Кавказским разломом, ограничивающим с юга палеозойское ядро **БК**, а также разрывами южного склона **БК**, которые в разрезе выглядят как взбросы и надвиги преимущественно южной вергентности (рисунок, разрез). Зоны Главного Кавказского и Пшекиш-Тырныаузского нарушений на рассматриваемой территории испытывают виргацию (рисунок). Отдельные их ответвления существенно отклонены (возможно, в результате вращения) по часовой стрелке от магистральных швов кавказского (ЗСЗ) простирания и имеют секущие соотношения с продольными нарушениями и **СФ** зонами **БК**. Вдоль таких разрывов на основании сопоставления геологических маркеров отмечены значительные правосдвиговые смещения: Навагинский сдвиг – 20 км, Тугупсинский сдвиг – 23 км, Хамышкинский – более 80 км. Эти сдвиги были активны на разных этапах развития **БК**.

Пшекиш-Тырныаузская зона нарушений, включая разрывы, образующие веер ее виргации, была активна в конце герцинского и киммерийского (конец средней юры) этапов. Развитие этой системы разрывов происходило в условиях правосдвиговой транспрессии, сопровождалось формированием крупных присдвиговых Z-образных аксоноклиналей и сдвиговых дуплексов растяжения, в ядрах которых на предкелловейскую эрозионную поверхность были выведены комплексы герцинского фундамента, в частности в пределах Даховского и Блыбского выступов **[3]**.

В главную стадию альпийского этапа (эоцен – олигоцен) произошло смещение тектонической активности разрывов в область южного склона **БК**, а также имела место реактивация зоны Главного Кавказского разлома. В качестве последнего мы понимаем широкую (до 10 км) зону, охватывающую южную краевую часть зоны Главного хребта (палеозойского ядра **БК**) и обрамляющие ее юрские толщи Гойтхской и других **СФ** зон. В строении этой зоны обособлены две крупные положительные структуры цветка, ограниченные дивергентными системами надвигов и сдвиго-взбросов киммерийского и альпийского этапов развития (рисунок, разрез). В осевых частях структур цветка на поверхность выведены древние комплексы пород, включая кристаллический фундамент (Чугушский выступ) **БК**. Цветковая структура Гойтхской **СФ** зоны в корневой части пережата и запрокинута к югу. В ее строении участвуют дивергентные складчато-надвиговые структуры, осложненные интенсивно развитым кливажем. Результаты тектонофизических исследований согласуются с цветковой морфологией Главной Кавказской зоны нарушений и указывают на ее правосдвиговую транспрессионную природу (сочетание надвиговых и взбросо-сдвиговых режимов деформаций) (рисунок, стереограммы).

Аналогичная цветково-транспрессионная структура обособлена в пределах Краснополянской зоны нарушений, в западной части которой в виде узкого клина на поверхность выжаты юрские толщи Абхазо-Рачинской зоны (рисунок). К южному бору этой зоны приурочена корневая часть Чвежипсинской аллохтонной **СФ** зоны.

В строении северного сегмента Чвежипсинской **СФ** зоны, сложенного преимущественно меловыми толщами, установлены многочисленные транспрессионные сдвиго-взбросы и оперяющие их южновергентные козырьковые надвиги. Южный сегмент Чвежипсинской **СФ** зоны представлен гравитационным Воронцовским покровом, который сложен палеоцен-эоценовыми толщами и надвинут на олигоценовые образования Абхазской параавтохтонной **СФ** зоны. Формирование покрова происходило в конседиментационных морских условиях и сопровождалось развитием фронтальных олистостром, которые образуют отдельные горизонты, расслаивающие олигоценовый карбонатно-терригенный флиш Абхазской **СФ** зоны. В центральной части Воронцовского покрова проявлен взбросо-сбросовый (гравитационно-шарьяжный) режим деформаций, а в его южной фронтальной части – надвиговый режим (рисунок, стереограммы).

Палеоцен-эоценовые толщи Воронцовского покрова изначально перекрывали меловые толщи северного сегмента Чвежипсинской **СФ** зоны. В процессе формирования подводного поднятия, связанного с развитием положительной структуры цветка Краснополянской зоны, покров испытал гравитационное сползание к югу по склону этого поднятия в олигоценовый флишевый бассейн Абхазской **СФ** зоны. В дальнейшем в результате комбинированных, но преимущественно правосдвиговых перемещений вдоль Монастырской зоны нарушений северный и южный сегменты Чвежипсинской **СФ** зоны были разобщены.

Таким образом, альпийские транспрессионные деформации в пределах южного склона **БК**, имевшие место в эоцене – олигоцене, привели к формированию цветковых структур выжимания, сопряженных с ними взбросо-сдвиговых и надвиговых структур, а также подводных поднятий и гравитационных покровов. Резкое преобладание горизонтально-сдвиговых перемещений над их вертикальной составляющей не способствовало орогенному воздыманию **БК**.

Процессы орогенеза на **БК** стартовали значительно позже главной стадии альпийских деформаций – на рубеже неогена и квартера. Они были выражены интенсивным воздыманием приосевой части орогена и прилегающих областей его северного склона, испытавших относительную структурную консолидацию в конце киммерийского этапа развития. Орогенез сопровождался коллапсом горного поднятия. Одной из форм коллапса было развитие тектонограватационных детачментов и соскальзываение толщ альпийского чехла вниз по северному склону **БК** (рисунок). Это привело к тектонической эрозии чехла и экспозиции пород доальпийского основания на поверхность **[2]**.

Исследования выполнены при поддержке РНФ (проект № 26-17-00260).

[1] *Большой Кавказ в альпийскую эпоху* / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

[2] *Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И. и др*. Тектоно-гравитационные детачменты альпийского чехла северного склона Большого Кавказа и Западно-Предкавказского прогиба (Адыгейский сегмент) // Геотектоника. 2024. № 6. С. 44–76.

[3] *Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И. и др*. Сдвиговые и тектонограватационные структурные ансамбли киммерийского этапа развития Даховского кристаллического выступа (западная периклиналь палеозойского ядра Большого Кавказа) // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16, № 5. 0847.

[4] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В*. О времени и механизме воздымания Большого Кавказа, генетическом типе и истории заполнения предкавказских прогибов – традиционные и современные представления // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16, № 3. 0825.

[5] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И. и др*. Характеристика осадочных толщ Индоло-Кубанского прогиба по результатам U-Pb датирования зерен детритового циркона // Недра Поволжья и Прикаспия. 2024. № 1. С. 4–15.

[6] *Милановский Е.Е., Хайн В.Е*. Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ, 1963. 357 с.

[7] *Kolodyazhny S.Yu., Kuznetsov N.B., Makhinya E.I. et al*. U-Th-Pb isotopic dating of detrital zircons and garnet and tourmaline indicators from molassic deposits of the Belorechenskaya formation (Western Cis-Caucasia): geological implications // Lithology and Mineral Resources. 2025. V. 60, № 6. P. 704–724.

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

2026. Выпуск 24. С. 142–143

ПОИСКИ АЛМАЗОВ И ПЕТРОФИЗИКА В ЖИЗНИ К.С. ТУРИЦЫНА

А.Т. Корольков

Иркутск, Иркутский государственный университет, baley51@mail.ru

Михаил Михайлович Одинцов не только предсказал наличие месторождений алмазов на Сибирской платформе (одновременно с В.С. Соболевым), но запроектировал и организовал первую Тунгусскую алмазную экспедицию в 1947 г. в те места, где не было надежных топографических карт, а первые наброски геологической карты масштаба 1:1000000 составлялись в процессе работы этой экспедиции **[1–3]**. Бассейн р. Тунгуски выбран из-за обнажений траппов, которые в 1939 г. изучил здесь М.М. Одинцов **[3]**. На тот момент не существовало методики поисков коренных источников алмазов. Ориентировались на поиски россыпных месторождений алмазов. Иркутским геологам была недоступна для детального изучения порода кимберлит, в которой локализуются коренные источники алмазов.

В экспедиции М.М. Одинцова участвовали геологи, побывавшие на фронтах Великой Отечественной войны и не имевшие опыта поисково-картировочных работ. Кроме того, было несколько ассистентов, студентов ИГУ и даже школьников. На выделенном для экспедиции самолете члены эспедиции обследовали за сезон все участки работ, разбросанные по огромной площади.

Самым юным участником первой алмазной Тунгусской экспедиции был К.С. Турицын (1931–2011), которому в 1947 г. исполнилось всего 16 лет. Он был племянником М.М. Одинцова. К.С. Турицын работал на поисках алмазов на Сибирской платформе в 1947 и 1948 гг., был фотографом и летописцем, наиболее известные снимки специалистов исторической Тунгусской экспедиции сделаны им **[4]**.

Константин окончил физико-математический факультет ИГУ и устроился в трест «Востокнефтегеофизика» (позже ОАО «Иркутскгеофизика»), где ему предложили исследовать керн глубоких скважин опорного бурения. Петрофизическая лаборатория базировалась вначале в Иркутске, а затем ей выделили помещения в г. Ангарске и назначили К.С. Турицына ее руководителем. Результаты работы лаборатории нашли применение среди геофизиков и геологов-нефтяников, которые активно занимались поисками месторождений нефти и газа в пределах Сибирской платформы.

В 1967 г. К.С. Турицын защитил кандидатскую диссертацию на тему «Физические свойства осадочных пород юга Сибирской платформы и их геологическое значение» и стал автором многочисленных тематических отчетов и печатных работ по изучению физических свойств горных пород южной части Сибирской платформы и ее кристаллического обрамления **[5]**. Коллективом К.С. Турицына разработана уникальная технология комплексных петрофизических исследований на одном образце, включающая измерение фильтрационно-емкостных, электрических, акустических, магнитных и тепловых свойств пород с одновременной оценкой их элементного состава. До 80 характеристик с каждого образца снимали в лаборатории. Эти данные позволяли решать различные прикладные и фундаментальные геологические и геофизические задачи. Прикладные были связаны с поисками рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых, инженерно-геологическими и гидрогеологическими вопросами. Фундаментальные проблемы касались основ формирования горных пород и поведения в них различных флюидов, что позволяло делать палеогеографические и палеотектонические реконструкции, изучать физико-химические обстановки бассейнов седиментации, эпигенетические изменения пород под действием различных геологических факторов. Было дано петрофизическое обоснование интерпретации материалов геофизических исследований скважин при оценке запасов углеводородного сырья по всем выявленным на территории юга Сибирской платформы месторождениям углеводородов, включая Ковыктинское газоконденсатное и Верхнечонское нефтяное. Исследовано более 300 тыс. образцов из 3 тыс. глубоких и колонковых скважин, что явилось основой для составления огромной базы петрофизической информации, не утратившей значение и в наши дни **[5]**.

К.С. Турицын внес весомый вклад в открытие алмазов, месторождений углеводородов Сибирского кратона, а также в обучение студентов ИГУ.

[1] *Корольков А.Т.* Алмазная экспедиция 1947 года Михаила Одинцова // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2017. Т. 22. С. 82–91.
[2] *Михаил Михайлович Одинцов*. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 174 с.
[3] *Одинцов М.М*. По Восточной Сибири в геологических партиях: Из записок сибирского геолога. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1981. 190 с.
[4] *Турицын К.С*. Статьи, воспоминания, фотографии. Иркутск: ООО «Репроцентр А1», 2018. 340 с.
[5] *Турицын К.С*. Статьи по петрофизике. Иркутск: Изд-во Папирус, 2016. 116 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 144–145

ПЕТРОГЕНЕЗИС ГАББРО-ГРАНИТНЫХ СЕРИЙ ПО ДАННЫМ ГЕОХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ САУРСКОЙ СЕРИИ)

П.Д. Котлер

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, pkotler@yandex.ru

В работе обсуждается проблема генезиса и расчленения габбро-гранитных серий, формирующихся в пределах складчатых областей. Основным методом для решения этой проблемы выступает геохимическое моделирование процессов частичного плавления коровых субстратов и дифференциации базитовых расплавов. Объект исследования располагается в пределах Жарма-Саурской зоны, Обь-Зайсанской складчатой области в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Жарма-Саурская зона представляет собой палеоостроводужную зону, в которой в раннекаменноугольное время имели место последние этапы субдукции коры Обь-Зайсанского океана непосредственно перед его окончательным закрытием. Структурно-вещественные комплексы Жарма-Саурской зоны прорываются большим количеством раннекаменноугольных и раннепермских гранитоидов. Раннекаменноугольный магматизм, объединяемый в саурский комплекс или серию, будет предметом дискуссии в данной работе. Ранее интрузивы саурской серии разделялись исследователями на два комплекса: саурский габбро-гранитный комплекс и бугазский гранитный комплекс. Разделение комплексов происходило в соответствии с геологическими данными, согласно которым были описаны дайковые пояса, секущие породы саурского комплекса и срезаемые гранитами бугазского комплекса **[1]**. Однако позднее при проведении геологического картирования и доизучения площадей рассматриваемые породы были объединены в один саурский комплекс **[2]**.

По петрографическим характеристикам гранитоиды разделены на три типа: крупнозернистые кварцевые монцодиориты, порфировидные биотитовые граниты и амфибол-биотитовые порфировидные гранодиориты. На диаграммах, построенных на основе петрохимических данных, все три разновидности пород ложатся в общий тренд дифференциации. Однако по содержанию редких элементов породы ныне саурского комплекса делятся на две группы: (1) гранодиориты и монцодиориты; (2) граниты. Граниты характеризуются более низким содержанием РЗЭ относительно гранодиоритов и монцодиоритов.

Для построения петрологической модели формирования рассматриваемых гранитоидов было проведено геохимическое моделирование процессов дифференциации основных пород, входящих в саурскую серию. Численное моделирование дифференциации магматических расплавов осуществлялось при помощи программного пакета MELTS, который представляет собой термодинамическую модель, позволяющую рассчитывать равновесие жидкость – твердая фаза в силикатных системах при различных температурах и давлениях. Моделирование показало, что процесс дифференциации базитовых расплавов позволяет получить всю серию пород от габбро до диоритов, однако не позволяет получить достаточно большой объем пород, более кислых, чем диориты (SiO_2 выше 55 мас. %), а также полученные расплавы относятся к низкокалиевым породам, тогда как породы саурской серии относятся к умеренно калиевым. Таким образом, для объяснения петрогенезиса этих гранитов требуется привлечение механизма частичного плавления коровых субстратов.

Для описания процесса частичного плавления использовалась программа GeoPS, позволяющая проводить термодинамическое моделирование фазовых равновесий методом минимизации энергии Гиббса. В качестве потенциального протолита были выбран средний состав вулканитов кояндинской свиты, слагающих основной объем Жарма-Саурской зоны. Проведенное моделирование показывает, что расплавы, формирующиеся в диапазоне температур 850–920 °С и давления 8–11 кбар, по петрогенным элементам соответствуют гранитодиам саурской серии. Реститовый парагенезис представлен роговой обманкой, гранатом, клинопироксеном, плагиоклазом, а степень плавления варьируется в интервале 25–40 %.

Моделирование поведения редких элементов производилось согласно уравнению частичного плавления Cl=Co/(F*(1-Dr)+Dr), где Cl и Co – концентрации элемента в расплаве и источнике, F – степень плавления и Dr – суммарный коэффициент распределения рестит/расплав на момент отделения расплава. Моделирование показало соответствие с реальными гранодиоритами и монцодиоритами саурской серии, тогда как для гранитов характерны более низкие значения РЗЭ. Моделирование потенциального протолита для гранитов показало, что источником должны являться метабазитовые породы с крайне низкими содержаниями РЗЭ, которые могут формироваться в пределах надсубдукционной зоны. Наиболее потенциальным вариантом могут являться габбро-кумулаты, которые формируются при процессах дифференциации надсубдукционных базальтов и могут быть локализованы в нижних частях разреза зоны. Дальнейшее моделирование показало, что граниты саурской серии могут формироваться в результате процесса частичного плавления габброидов при давлении около 15 кбар.

Формирование рассматриваемых гранитоидов происходило в относительно небольшой временной интервал после завершения надсубдукционного вулканизма и предшествовало появлению молассовых отложений (башкирский – московский ярус, 323–310 млн лет) **[3]**. Высокое давление плавления метабазитового протолита (≈15 кбар) может отражать коллизионное утолщение коры до 45–50 км в результате закрытия океанического бассейна и последующей коллизии/аккреции дуги с окраиной Сибирского континента. Также плавление коры сопровождалось внедрением базитовых расплавов с их последующей дифференциацией. В качестве механизма формирования рассматриваемых пород можно предположить механизм отрыва слэба с последующим апвеллингом горячей астеносферы, что вызвало нагрев основания утолщенной коры с частичным плавлением метабазитовых пород низов островодужной коры с синхронным внедрением базитовых расплавов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 24-77-10050).

[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., Котлер П.Д., Семенова Д.В*. Геохимия, возраст и геодинамические обстановки формирования Саурской габбро-гранитоидной интрузивной серии (Восточный Казахстан) // Геосферные исследования. 2019. № 2. С. 6–26.

[3] *Penkina V.A., Kotler P.D., Safonova I.Y., Khromykh S.V., Perfilova A.A., Kulikova A.V., Galimullin I.A*. Evolution of the northeastern margin of the Kazakhstan paleocontinent: results of a petro-geochemical study of sedimentary and volcanogenic-sedimentary rocks of the Zharma-Saur Island arc zone. Geotectonics. 2024. V. 58, № 3. P. 321–343.

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

2026. Выпуск 24. С. 146–147

РЕГИОНАЛЬНЫЕ РАБОТЫ В АК «АЛРОСА» (ПАО) В СОВРЕМЕННЫХ УСЛОВИЯХ И РОЛЬ В НИХ ИНСТИТУТОВ РОСНЕДР И МИНОБРНАУКИ

Д.А. Кошкарев

Мирный, Республика Саха (Якутия), АК «АЛРОСА» (ПАО)

На протяжении всей своей истории АК «АЛРОСА» (ПАО) (далее – Компания) вела региональные работы, за исключением периода времени с 2012 по 2025 г., когда работы мелких масштабов стали недоступны для недропользователей на законодательном уровне. Данный «временной пробел» значительно ослабил работы по созданию поискового задела на территориях вне промышленного влияния Компании. Тем не менее прогнозные работы по оценке перспектив алмазоносности территорий Красноярского края, Иркутской области, Арктической зоны Якутии и др. продолжались, сначала на базе Научно-исследовательского геологического предприятия (НИГП), затем на базе Экспертного научного центра Вилюйской ГРЭ и, в настоящее время, Центра прогнозных исследований. К сожалению, подавляющая часть работ была теоретической, основанной на уже полученных материалах. Возможности провести ту же аэрогеофизику не было. Большую поддержку оказали академические институты РАН, Институт земной коры в частности. Структура Академии наук позволяла вести ревизионные работы практически на любых территориях, но опять же без затратных методов (геофизика, горные работы). Благодаря ИЗК СО РАН были проведены ревизионные работы в Иркутской области и Красноярском крае (Удинская и Вельминская площади). Постоянный контакт с учеными ИЗК СО РАН позволяет частично закрыть прогнозные работы по Восточному Присаянью. Но объем таких исследований явно недостаточен для уверенного выхода с поисковыми работами на алмазы в другие регионы. Учитывая тот факт, что территории, где сосредоточены основные работы Компании уже довольно хорошо геологически изучены и не требуют постановки региональных работ, а также современную коньюктуру рынка и экономических условий, Компания, с одной стороны, сильно заинтересована в постановке региональных работ, с другой – просто не в состоянии вести их полностью самостоятельно. Тем не менее задача по выходу на новые территории остается. До недавнего времени ставка была сделана на работы за счет средств федерального бюджета (государственные контракты), но объем их финансирования был сильно ограничен, а недропользователи на законодательном уровне не имели права вложить свои средства на постановку дополнительных объемов. Вернее могли выполнить дополнительные исследования за свой счет, но не могли получить право лицензировать площади «вне очереди» или «вне конкурса», вносить изменения в техническое задание и т.д. что делало такие вложения неоправданными. Сейчас недропользователи могут снова брать лицензии на региональное изучение, но, на взгляд автора, решение несколько запоздало, так как в современных условиях мало кто хочет вкладываться в затратные проекты с неясным конечным результатом. С 2025 г. появилась новая форма взаимоотношений между государством и недропользователями – частно-государственное партнерство при выполнении региональных работ. Новая форма пока касается исключительно картосоставительских работ (геологическое доизучение (ГДП), создание геохимической основы (ГХО)) масштаба 1:200 000, в проекте работы масштаба 1:50 000 и прогнозно-минерагенические. Другими словами, недропользователь совместно с ведомственными институтами Роснедр определяют номенклатурный лист масштаба 1:200 000, который интересен как недропользователю, так и государственым структурам, и проводят на нем исследования, целевым назначением которых является полный комплект геологических карт указанного масштаба. При этом недропользователь получает референции в виде права бесконкурсного лицензирования установленных в ходе работ перспективных участков.

Геологическая служба Компании активно прорабатывает вышеуказанную возможность проведения региональных работ, уже подготовлены обосновывающие материалы на несколько номенклатурных листов масштаба 1:200 000 для проведения геологических картографических

работ на основе частно-государственного партнерства совместно с ведомственными институтами Роснедр. Начало работ ожидается в 2027 г.

К сожалению, Компания не может вести даже совместные работы на нескольких листах одновременно из-за отсутствия ресурсов. Последнее усложняет выбор листов для постановки работ, так как региональные исследования на алмазы должны охватывать значительные площади. Выход из данной ситуации видится только в привлечении академических институтов РАН, при этом научный коллектив института должен быть заинтересован в результатах исследований. Другими словами, предлагаемые работы должны иметь своей целью получение новых геологических данных, которые могут не относиться напрямую к алмазной тематике, но будут иметь ценность для фундаментальной науки и для понимания общей минерагении изучаемого района, что может подойти для рассмотрения диверсификации Компании на другие ценные виды твердых полезных ископаемых, которые имеются или прогнозируются на изучаемой площади.

Данный вопрос может иметь решение в виде участия геологической службы Компании в различных грантах или проектах Российского научного фонда, например в виде финансовой или логистической поддержки, при непосредственном участии специалистов Компании в полевых исследованиях. Такие работы должны являться основой для дальнейшего выбора территорий, на которые можно выходить с более масштабными работами. В таком случае практически не нарушается стадийность и логическая последовательность изучения новых территорий, где явно присутствует еще не реализованный минерагенический потенциал.

Такая схема построения исследований для региональных этапов геологического изучения на сегодняшний день видится наиболее оптимальной и эффективной, поскольку к работам привлекаются ведущие специалисты ведомственных и академических институтов, что на порядок поднимает само качество работ. Появляются новые подходы, проверяются методики, растет база аналитических исследований. К такому же направлению построения стадий регионального изучения территорий пришли и другие недропользователи. Есть первые успешные проекты, когда государство и горный бизнес решают обоюдовостребованные задачи.

В качестве заключения можно сказать, что чем больше взаимный интерес между научным и производственным геологическими сообществами, тем больше возможностей для открытия нового появляется.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 148–149

ОЛОВОНОСНЫЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ: СОСТАВ И ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ

Н.Н. Крук[1], О.А. Гаврюшкина[1], Е.А. Крук[1], Д.Г. Федосеев[2], А.А. Орехов[2], С.З. Смирнов[1], Д.В. Семенова[1], А.В. Травин[1], С.А. Касаткин[2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kruk@igm.nsc.ru
[2] Владивосток, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, dmitry_fedoseev@bk.ru

Оловорудные месторождения Сихотэ-Алиня локализованы, большей частью, в Журавлевско-Амурском террейне и представлены тремя основными типами: касситерит-силикатно-сульфидными, олово-порфировыми и грейзеново-кварцевожильными, связанными с Li-F гранитами. В данной работе на эталонных примерах эталонных объектов рассматриваются особенности магматизма, продуцирующего эти типы месторождений.

Арсеньевское касситерит-силикатно-сульфидное месторождение расположено в западной части Кавалеровского рудного района Приморья **[1 и др.]**. Вмещающими породами являются раннемеловые терригенные отложения. Руды локализованы в двух субширотных зонах. Оруденение сформировано в три этапа: к первому относятся тела турмалин-кварц-касситерит-сульфидных метасоматитов, ко второму (главному) – субмеридиональные кварцевые жилы с флюоритом, касситеритом и сульфидами, третий этап представлен кварц-карбонатными жилами с деревянистым оловом, сульфидами и сульфосолями.

Магматические породы района месторождения представлены дайками и мелкими штоками. Среди них выделяются три группы: 1) монцодиорит-порфиры и трахиандезибазальты; 2) гранодиорит- и риолит-порфиры; 3) калиевые риолиты. Дайки монцодиорит-порфиров прорываются рудными телами всех трех этапов, гранодиорит-порфиров – второго и третьего, риолитов – только третьего **[2]**.

Монцодиорит- и монцонит-порфиры представляют собой ультракалиевые породы с повышенной железистостью, умеренными содержаниями титана и повышенными фосфора. По петрографии и особенностям состава они уверенно коррелируются с породами березовско-араратского комплекса, имеющими возраст 100±1 млн лет **[3]**.

Гранодиорит-порфиры – высококалиевые породы нормальной щелочности с натровой специализацией щелочей, обладающие умеренной железистостью, невысокими содержаниями титана и повышенными – фосфора. Редкоэлементный состав близок к таковому в монцодиорит-порфирах, возраст составляет 99±1 млн лет (U-Pb).

Риолиты интенсивно изменены. Формально это высококремнистые ультракалиевые железистые и пересыщенные глиноземом породы нормальной щелочности. Возраст их достоверно определить не удалось; судя по K-Ar данным **[2]** преобразование риолитов и формирование поздней оловорудной минерализации произошло около 60 млн лет назад.

Высокогорское олово-порфировое месторождение локализовано в западной части Таухинского террейна Сихотэ-Алиня среди раннемеловых терригенно-вулканогенно-кремнистых (с линзами и блоками карбонатов) отложений. Руды сконцентрированы в телах кварцевых турмалинитов, жилах и штокверках грейзенов с турмалином, молибденитом и сульфидами, а также телах эксплозивных брекчий с касситерит-мусковит-кварцевыми жилами и штокверками **[4 и др.]**.

Магматические породы месторождения представлены штоком дорудных гранодиорит-порфиров, дайками до- и синрудных дацитов, риолитов, фельзит-порфиров, пострудных рогово-обманковых порфиритов и ультракалиевых риолитов **[5]**.

Гранодиорит-порфиры представляют собой умеренно-, реже – высококалиевые магнезиально-железистые породы нормальной щелочности. Их возраст 83±1 млн лет (U-Pb). Риолиты и фельзит-порфиры – высококалиевые, пересыщенные глиноземом железистые породы нормаль-

ной щелочности с высокой кремнекислотностью и низкими содержаниями фосфора, по геохимическим характеристикам отвечающие А-гранитам. Возраст циркона из фельзит-порфиров составил 58±1 млн лет.

Тигриное грейзен-кварцевожильное месторождение локализовано в северной части Арминского рудного узла. Рудная минерализация представлена молибденовым и вольфрам-оловянным типом, локализованными в двух штокверковых зонах. Основная (Sn-W) рудная зона месторождения представляет собой линейный штокверк, сложенный сетью ориентированных в северо-западном направлении грейзеновых и кварцевых прожилков. Магматические породы в пределах месторождения слагают два штока: Большой (Главный) и Малый, а также серию даек. Большой шток сложен калиевыми лейкократовыми риолит-порфирами (I фаза), Малый – протолитоинитовыми и циннвальдитовыми лейкогранитами и гранитами (II и III фаза). Гранитоиды относятся к Li-F геохимическому типу **[6]**, возраст пород составляет 79±2, 76±2 и 72±2 млн лет для пород I, II и III фазы соответственно **[7]**.

Проведенные исследования показали, что оловорудные месторождения разного типа различаются по возрасту магматизма, ассоциирующего с оруденением (≈100 млн лет для касситерит-силикатно-сульфидных месторождений, ≈79–72 млн лет для грейзеново-кварцевожильных, связанных с Li-F гранитами и ≈60 млн лет – для олово-порфировых). При этом пики проявления рудоносного магматизма Арсеньевского и Высокогорского месторождений синхронны с главными рубежами интрузивного магматизма Сихотэ-Алиня, приуроченного к этапам трансформного режима, а формирование литий-фтористых гранитов и ассоциирующего с ними оруденения близко по времени к масштабному кислому вулканизму Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, сформированного в надсубдукционной обстановке. Также необходимо отметить различие петрогеохимических типов магматических ассоциаций, продуцирующих оруденение разных типов, и отсутствие их прямых аналогов среди одновозрастных магматических образований региона.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки РФ (проект № 13.1902.24.44, соглашение № 075-15-2024-641).

[1] *Родионов С.М*. Металлогения олова востока России. М.: Наука, 2005. 327 с.

[2] *Кокорин А.М., Кокорина Д.А., Орехов А.А*. Многометалльность и высокая продуктивность локальных рудно-магматических систем Сихотэ-Алиня (на примере Арсеньевского месторождения) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 2. С. 29–46.

[3] *Крук Н.Н., Гвоздев В.И., Орехов А.А., Крук Е.А., Касаткин С.А., Голозубов В.В., Руднев С.Н., Шого А., Цуйоши К., Ковач В.П., Серов П.А*. Раннемеловые гранитоиды и монцонитоиды южной части Журавлевского террейна (Сихотэ-Алинь): геохимические особенности и источники расплавов // Тихоокеанская геология 2019. Т. 38, № 3. С. 30–49.

[4] *Бортников Н.С., Ханчук А.И., КрыловаТ.Л., Аникина Е.Ю., Гореликова Н.В., Гоневчук В.Г., Игнатьев А.В., Кокорин А.М., Коростелев П.Г., Ломм Т*. Геохимия минералообразующих флюидов некоторых оловорудных гидротермальных систем Сихотэ-Алиня (Дальний Восток, Россия) // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47, № 6. С. 537–570.

[5] *Кокорин А.М., Гоневчук В.Г., Кокорина Д.А., Орехов А.А*. Высокогорское оловорудное месторождение: особенности минерализации и генезиса // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. Вып. 2, Ч. 1. С. 156–170.

[6] *Руб М.Г., Руб А.К., Кривощеков Н.Н., Ашихмина Н.А*. Редкометалльные граниты и руды месторождения Тигриное, Центральный Сихотэ-Алинь // Петрология. 1998. Т. 6, № 1. С.16–29.

[7] *Гаврюшкина О.А., Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Крук Н.Н., Пономарчук А.В., Томас В.Г*. Эволюция редкометалльных Li-F гранитных магм в очагах рудно-магматических систем олово-вольфрамовых месторождений Тигриного и Забытого (Центральный Сихотэ-Алинь, Приморье) // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65, № 6. С. 509–527.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 150–151

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВНУТРИОКЕАНИЧЕСКИЕ ДУГИ СЗ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИМ ГРАУВАККАМ СЗ ГОРНОГО АЛТАЯ

А.К. Крутикова[1,2], И.Ю. Сафонова[1,2], А.А. Перфилова[2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, a.krutikova20@gmail.com, inna03-64@mail.ru
[2] Новосибирск, Новосибирский государственный университет, p.alina2808@mail.ru

Ювенильный магматизм внутриокеанических дуг представляет собой главный прирост новой/ювенильной коры. Реконструкция ювенильного/рециклированного магматизма важна для тектонических и металлогенетических моделей. Такие реконструкции чаще всего проводятся по островодужным магматическим породам, но зачастую они могут быть разрушены поверхностной или субдукционной эрозией. Грауваккковые песчаники формируются при прямом разрушении таких пород и могут нести информацию о магматизме в области их сноса. Грауваккковые песчаники входят в состав аккреционных и надсубдукционных комплексов внутриконтинентальных складчатых поясов, сформированных в ходе закрытия палеоокеанов. Примером такого пояса является Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), сформированный в ходе >800 млн лет истории Палеоазиатского океана (ПАО). Раннепалеозойская история ПАО, океанические и островодужные комплексы которого расположены в западной части ЦАСП, до сих пор вызывает вопросы из-за ограниченного набора геохронологических и изотопно-геохимических данных как по надсубдукционным магматическим породам, так и по грауваккковым песчаникам.

Мы изучили раннепалеозойские грауваккковые песчаники Горного Алтая в СЗ части ЦАСП. Основные комплексы представлены позднеопротерозойско-раннепалеозойскими аккреционными и надсубдукционными комплексами, внутриокеаническими и континентальными магматическими дугами и преддуговыми отложениями. Комплексы Горного Алтая связаны с эволюцией СЗ части ПАО и последующей коллизией Сибирского и Казахстанского континентов **[1]**. Изученные позднекембрийские – раннеордовикские грауваккковые песчаники относятся к Засурьинскому аккреционному комплексу (АК) **[2]** и мощному Ануйско-Чуйскому турбидитовому бассейну **[3]**.

Для пяти образцов грауваккковых песчаников (лиственная, талицкая и марчетинская свиты) получено унимодальное распределение с главными пиками на 490–485 млн лет с подчиненным количеством докембрийских зерен. Нижняя граница осадконакопления составляет 464 млн лет. Положительные значения εHf(t) (циркон; +4.3…+20.1) и εNd(t) (по породе; +0.6…+4.8) предполагают ювенильные характеристики мантийных источников в области сноса **[2]**. Ануйско-Чуйские грауваккки (кадринская свита горноалтайской серии) были отобраны на участках Усть-Кан и Шебалино и характеризуются, соответственно, унимодальным и бимодальным распределением U-Pb возрастов с главными пиками на 513 и 486 млн лет без докембрийских зерен. Нижняя граница осадконакопления – 489 и 479 млн лет. Все образцы характеризуются позитивными значениями εHf(t) (+6.8…+12.7) и εNd(t) (+4.9…+7.1), что также указывает на ювенильные магматические породы в области сноса. Распределение и главные пики возраста, а также изотопные характеристики засурьинских и ануйско-чуйских грауваккковых песчаников предполагают их формирование за счет эрозии среднекембрийской (Усть-Кан и Шебалино) и позднекембрийско-раннеордовикской (Засура и Шебалино) внутриокеанических дуг.

Наши данные указывают на существование двух внутриокеанических магматических дуг: среднекембрийской и позднекембрийско-раннеордовикской. Магматические породы среднекембрийской дуги образовались из ювенильного истощенного мантийного источника (εNd(t)=+5.3…+7.1; εHf(t)=+6.9…+12.7). Унимодальное распределение значений возраста обломочных цирконов по данным U-Pb-датирования и ювенильные изотопные характеристики магматических пород аналогичны таковым в современной Марианской внутриокеанической дуговой системе **[4]**. Изотопные характеристики позднекембрийско-раннеордовикской дуги также

указывают на ювенильный, но менее истощенный источник: εNd(t)=+0.6…+4.8 и εHf(t)=+3.8…+21.6. Более низкие значения εNd(t) позднекембрийско-раннеордовикской дуги можно объяснить ее более эволюционировавшим характером.

U-Pb-датирование обломочных цирконов из граувакк Шебалино указывает на магматическое затишье в период 505–495 млн лет, которое может быть связано со сменой тектонического режима с аккреционного на субдукционную эрозию или с изменением полярности субдукции, смещением оси желоба и формированием новой внутриокеанической дуги. Актуальным аналогом может служить Марианская внутриокеаническая дуговая система, магматизм которой проявлялся в виде четырех коротких вспышек в периоды 52–34, 34–24, 22–11 и 10–0 млн лет **[5]**, разделенные периодами магматического затишья, отражающими смещение оси желоба в сторону океана. Наши новые данные и сравнение с Марианской дугой подтверждают нашу гипотезу о том, что за среднекембрийской дугой после перерыва последовала позднекембрийско-раннеордовикская дуга.

Работа выполнена при поддержке Национального фонда естественных наук Китая (проект № W2431031) и в рамках госзаданий (FSUS-2025-0008 – НГУ, 122041400044-2 – ИГМ СО РАН). Исследование проведено при поддержке РНФ (грант № 25-27-00657).

[1] *Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu*. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai–Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // Geosciences Journal. 2001. V. 5. P. 203–224.

[2] *Kruk N.N., Kuibida Y.V., Shokalsky S.P., Kiselev V.I., Gusev N.I*. Late Cambrian – Early Ordovician turbidites of Gorny Altai (Russia): Compositions, sources, deposition settings, and tectonic implications // Journal of Asian Earth Sciences. 2018. V. 159. P. 209–232.

[3] *Safonova I., Krutikova A., Perfilova A., Obut O., Kovach V., Kulikova A*. Early Paleozoic juvenile crustal growth in the Paleo-Asian Ocean: a contribution from the Zasur'ya accretionary complex of NW Altai // Earth-Science Reviews. 2024. V. 249. 104648.

[4] *Woodhead J., Stern R.J., Pearce J., Hergt J., Vervoot, J*. Hf-Nd isotope variation in Mariana Trough basalts: The importance of «ambient mantle» in the interpretation of subduction zone magmas // Geology. 2012. V. 40, № 6. P. 539–542.

[5] *Straub S.M., Woodhead J.D., Arculus R.J*. Temporal Evolution of the Mariana Arc: Mantle Wedge and Subducted Slab Controls Revealed with a Tephra Perspective // Journal of Petrology. 2015. V. 56, № 2. P. 409–439.

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

2026. Выпуск 24. С. 152

Sr-ИЗОТОПНАЯ ОЦЕНКА ВОЗРАСТА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ДАВЫКШИНСКОЙ СВИТЫ, ИКАТСКИЙ РАЙОН ВИТИМКАН-ЦИПИНСКОЙ ЗОНЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.Б. Кузнецов[1], М.С. Скрипников[2], Л.И. Ветлужских[2], О.Р. Минина[2], А.А. Гаврилова[1]

[1] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
[2] Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН

Многие осадочные, включая карбонатные, комплексы Западного Забайкалья, находящиеся в складчатом обрамлении Сибирской платформы, попали в область тектоно-метаморфических преобразований, что значительно затрудняет реконструкции о времени и условиях их образования. Метаосадочные породы в пределах Икатского района Витимкан-Ципинской зоны представлены вулканогенно-терригенной суванихинской, карбонатной давыкшинской и углеродистой известково-сланцевой икатской свитами, которые объединяют в икатскую (витимканскую) серию.

Карбонатные породы на территории Икатского поля протягиваются от р. Витимкан до бассейна р. Гарги и верховья р. Икат. Мраморизованные известняки и доломиты с карбонатными конгломератами и конглобрекчиями слагают разрозненные блоки среди палеозойских гранитов. Эти карбонатные породы объединены в давыкшинскую свиту. Ранее на ГС-200 данные породы рассматривались в составе верхнепротерозойской тилимской свиты. Позднее были переименованы в связи с находками Б.А. Далматова и В.И. Алексеева раннекембрийской фауны (археоциаты и трилобиты) в бассейне р. Давыкша, где выделен новый стратотип свиты. Мощность свиты около 3000 м.

В верховье р. Икат разрез карбонатных пород представлен светло-серыми доломитами, содержащими прослои известковистых доломитов, темно-серых водорослевых известняков, оолитовых известковистых доломитов и карбонатных седиментационных брекчий. Доломиты частично окремненны, метаморфизованы в зеленосланцевой фации, а вблизи контактов с гранитами содержат тремолит.

Доломиты давыкшинской свит были отобраны из обнажений в водоразделе бассейнов рек Икат и Гарга. Значения $\delta^{18}O$ в карбонатных породах варьируются от –5.4 до –18.1 ‰ PDB, что предполагает заметную метаморфическую перекристаллизацию. Полученные $\delta^{13}C$ варьируются от –1.1 до +3.4 ‰ PDB. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ нарастает по ходу отбора от 0.70830 до 0.70916. В целом, полученные Sr и C-изотопные характеристики карбонтаных пород давыкшинской свиты согласуются с таковыми для морских карбонатов кембрийского периода. Однако учитывая имеющиеся метаморфические преобразования пород, наиболее предпочтительными можно считать изотопные характеристики двух образцов в основании профиля. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $\delta^{13}C$ в них равны 0.70830 и +1.7...+2.4 ‰ PDB соответственно. Такие изотопные характеристики похожи на известняки ульдзутуйского горизонта олдындинской свиты в Удино-Витимской зоне. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в известняках ульдзуйтуйского горизонта равно 0.70838, а значения $\delta^{13}C$ от +1.8...+2.7 ‰ PDB. Согласно описаниям М.С. Скрипникова, ульдзуйтуйский комплекс олдындинской свиты представлен просто устроенными видами археоциат, обладающих достаточно высокой способностью к адаптации изменяющихся условий среды: *Rotundocyathus, Nochoroicyathus, Loculicyathus* и редкими тениальными *Protopharetra.* Эти формы относятся к терминальным горизонтам атдабанского яруса раннего кембрия.

Полученные предварительные изотопные оценки возраста в целом согласуются с палеонтологическими находками фауны в карбонатных породах в бассейнах рек Давыкши, Икаата-Гаргинского и на Икат-Караталинском водоразделе, указывающими на раннекембрийский возраст давыкшинской свиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 23-17-00192-П).

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

2026. Выпуск 24. С. 153–155

ФУНДАМЕНТ ЭПИГЕРЦИНСКОЙ СКИФСКОЙ ПЛАТФОРМЫ – ИСТОЧНИК ДЕТРИТА ДЛЯ СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ТОЛЩ ЧЕХЛА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.Б. Кузнецов[1], Т.В. Романюк[2], А.А. Разумовский[1], А.С. Новикова[1], И.В. Латышева[1], К.И. Данцова[1], И.В. Федюкин[2], А.В. Шацилло[2]

[1] Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru
[2] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk.ru

Восточно-Европейскую платформу (**ВЕП**) с востока, юга и запада обрамляют реликты трех герцинских орогенов, которые слагают фундамент трех эпигерцинских молодых платформ – Урало-Западносибирской, Скифской и Центрально-Европейской. Простирания реликтов Урало-Западносибирского и Скифского герцинских орогенов «параллельны» соответствующим окраинам **ВЕП**, а сами эти орогены в момент своего формирования обрамляли платформу. По этой причине взаимоотношения реликтов этих орогенов с **ВЕП** можно считать первичными, хотя они и нарушены надвигами. Реликты Центрально-Европейского герцинского орогена имеют с **ВЕП** торцовое сочленение по Трансъевропейской сутурной зоне (линии Тейсейра-Торнквиста). Из-за этого среднекаменноугольные палеогеографические соотношения орогена и **ВЕП** не ясны.

В строении чехла **ВЕП** участвуют верхнепалеозойские толщи, в которых заметную роль играют полимиктовые (а иногда и грауваккковые) обломочные породы (алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты). Толщи этих пород можно рассматривать как синорогенные образования герцинских орогенов обрамления **ВЕП**. Это каменноугольные толщи Донбасса, кряжа Карпинского и Волго-Уральской антеклизы (**ВУА**), а также верхнепермские красноцветные толщи, области распространения которых охватывают обширные пространства от Западного Урала и Приуралья до центральных районов **ВЕП**, включая Верхнее Поволжье и Вологодчину.

Для этих красноцветных толщ показано, что слагающий их обломочный материал происходит из структур герцинского орогена уралид **[5, 13]**. Аналогичный вывод об «уральском» происхождении обломочного материала иногда сделан и в отношении сероцветных полимиктовых песчаников, участвующих в строении среднекаменноугольных разрезов Поволжья **[10]**.

В отношении среднекаменноугольных угленосных толщ Донбасса принято считать, что с севера и юга от области их седиментации были расположены поднятия. В пределах этих поднятий на древний эрозионный срез выходили раннедокембрийские кристаллические (метаморфические и магматические) комплексы **[2, 3]**.

Анализ геологических материалов по Уралу и новые результаты датирования зерен детритового циркона (**dZr**) из песчаников среднекаменноугольных угленосных толщ Донбасса позволяют поставить под сомнение упомянутые представления о палеогеографической ситуации на **ВЕП** в среднекаменноугольное время.

Приуральская часть ВЕП. Мы полагаем, что выявленный в работе **[10]** в среднекаменноугольных (верейский горизонт основания московского яруса) полимиктовых песчаниках Южно-Татарского свода **ВУА** «герцинский» детрит (зерна **dZr** со средне- и позднепалеозойскими датировками) не может иметь «уральское» происхождение. Этот вывод основан на том, что вплоть до поздней перми комплексы и структуры герцинского орогена Уралид были отделены от **ВЕП** Предуральским предгорным прогибом. На восточном (уральском) борту этого прогиба начиная с фамена (зилаирская серия и ее формационные стратиграфические эквиваленты) и по меньшей мере до начала кунгура шло накопление флишевых толщ. В центральных и западных зонах прогиба доминировали пелагические обстановки с преимущественно глинистым осадконакоплением. Бровка западного борта прогиба была маркирована рифовыми постройками, за которыми уже на приуральской части **ВЕП** была расположена область мелководно-морской карбонатной седиментации. Такой палеофациальный профиль не предполагает возможности переноса «уральского» детрита через пелагическую осевую зону прогиба и вынос его через крутой западный борт на приуральскую часть платформы. Из этого следует, что «герцинский» детрит (зерна **dZr** со

средне- и позднепалеозойскими датировками) имеет не «уральское» происхождение. По нашему мнению, этот детрит происходит из герцинских комплексов фундамента Скифской платформы (**СП**), аналогичных обнаженным в водораздельной части альпийского орогена Большого Кавказа (**БК**) – в зонах Главного и Передового хребтов, а также в Бечасынской зоне северного склона **БК [1, 4, 7–9, 11, 12]**.

Донбасская часть ВЕП. Доминируют представления о том, что среднекаменноугольные угленосные толщи Донбасса были сформированы в прогибе, с севера и юга от которого были расположены выходы раннедокембрийских кристаллических комплексов **[2, 3]** Украинского щита (**УЩ**) и Воронежского кристаллического массива (**ВКМ**). Если эти представления верны, то в песчаниках среднекаменноугольных угленосных толщ Донбасса должен в обилии присутствовать раннедокембрийский детрит (зерна **dZr** с архейскими и раннепротерозойскими датировками). С целью тестирования этих представлений мы провели U-Pb датирование **dZr** из пробы песчаников из среднекаменноугольной угленосной толщи ростовской части Донбасса. Проба Db241, начальным весом ~2 кг, отобрана (коорд. 47°50'25.1 с.ш., 41°01'0.9в.д.) в стенке небольшого карьера на левом берегу р. Северский Донец, из слоя гравелито-песчаников в основании горизонта С2-7 московского яруса, в 20 м ниже слоя угля М1. В 120 зернах **dZr** были намечены области размером более 20 мкм, лишенные видимых дефектов – включений, трещин, метамиктных зон и т.п. U-Pb датирование (LA-ICP-MS) в намеченных областях зерен/обломков зерен циркона проведено в ЦКП ЛХАИ ГИН РАН. Результаты датирования можно предварительно охарактеризовать следующим образом. Подавляющее большинство датировок (~90 %) образуют две популяции – среднепозднепалеозойскую (герцинскую) и раннепалезойско-позднеопротерозойскую (кадомско-авалонскую / перигондванскую). Кроме того, в полученном наборе присутствуют единичные мезопротерозойские и раннедокембрийские датировки. Такой характер полученного возрастного набора указывает на то, что в сложении изученных среднекаменноугольных песчаников: (1) не участвуют продукты эрозии комплексов фундамента **ВЕП**, аналогичных тем, которые развиты в пределах **УЩ** и **ВКМ** (отсутствие **dZr** с раннедокембрийскими датировками, типичными для комплексов фундамента **ВЕП**), а также кристаллических комплексов Свеко-Норвежского складчатого обрамления **ВЕП** (отсутствие **dZr** с мезопротерозойскими датировками, типичными **[6]** для гренвильских кристаллических комплексов Свеко-Норвежской области); (2) не участвуют продукты эрозии комплексов и структур уральского обрамления **ВЕП** (отсутствие **dZr** с мезопротерозойскими датировками, которые наряду с палеозойскими датировками очень типичны для уральских источников **dZr [5, 13]**); (3) наиболее вероятный источник детрита, слагающего изученные песчаники, – это комплексы фундамента **СП**, аналогичные тем, которые участвуют в строении герцинид **БК**.

Наличие «герцинского» детрита в среднекаменноугольных песчаниках Южно-Татарского свода **ВУА** и Донбасса указывает на то, что эти песчаники сложены материалом орогенного сооружения, реликты которого слагают фундамент **СП**.

Исследования выполнены за счет финансирования РНФ (проект № 25-17-00301).

[1] *Ажгирей Г.Д., Баранов Г.И., Кропачев С.Н. и др*. Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 263 с.

[2] *Балуев А.С., Моралев В.М*. Структурный контроль и геодинамические условия внутриплитного магматизма на Восточно-Европейской платформе // Известия вузов. Геология и разведка. 2001. № 1. С. 13–30.

[3] *Атлас литолого-палеогеографических карт СССР*. Т. II. Девонский, каменноугольный и пермский периоды / Ред. А.П. Виноградов. М.: Мингео СССР, 1966.

[4] *Геология СССР*. Т. IX. Северный Кавказ. Геологическое описание. М.: Недра, 1968. 760 с.

[5] *Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. и др*. Природа Пучеж-Катункской импактной структуры (центральная часть Восточно-Европейской платформы): результаты изучения U-Th-Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника. 2023. № 5. С. 70–95.

[6] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В*. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40.

[7] *Кузнецов Н.Б., Разумовский А.А., Латышева И.В. и др*. Возраст урлешской свиты (базальный уровень палеозойского разреза северного склона Большого Кавказа) и источники слагающего ее обломочного материала // Доклады РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 521, № 2. С. 167–177. doi:10.31857/S2686739-725040012.

[8] *Кузнецов Н.Б., Разумовский А.А., Латышева И.В. и др*. Вклад в региональную стратиграфию верхнего докембрия Бечасынской зоны северного склона Большого Кавказа по результатам U-Th-Pb (LA-ICP-MS) датирования циркона из метатуфопесчаников шиджатмазской и долинонарзанной свит // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2026. № 3. С. 22–38. doi:10.7868/S3034537526040063.

[9] *Большой Кавказ в альпийскую эпоху* / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
[10] *Минебаев К.Р., Куликова А.В., Котлер П.Д. и др*. Источники обломочного материала каменноугольных терригенных отложений центральной части Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (Республика Татарстан) по результатам минералого-петрографического изучения песчаников и U-Pb (LA-ICP-MS) изотопного изучения обломочных цирконов // Геодинамика и тектонофизика. 2025. 16, № 4. 0843. doi:10.5800GT-2025-16-4-0843.
[11] *Милановский Е.Е., Хаин В.Е*. Очерки региональной геологии СССР. Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ, 1963. 378 с.
[12] *Новикова А.С., Кузнецов Н.Б. Разумовский А.А. и др*. Характер распределения возрастов детритового циркона в эпигерцинской молассе Большого Кавказа (нижнепермская аксаутская свита) // Литология и полезные ископаемые. 2026. № 4. С. 379–405. doi:10.7868/S3034537526040063.
[13] *Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Хубанов В.Б. и др*. Реконструкция питающих провинций Московского бассейна в пермско-триасовое время по данным U-Pb LA-ICP-MS датирования и рамановской спектроскопии обломочного циркона // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14, № 5. 0718. doi:10.5800/GT-2023-14-5-0718.

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

2026. Выпуск 24. С. 156–158

СИБИРСКИЙ ФУНДАМЕНТ, ПЕРЕКРЫТЫЙ НИЖНИМИ ГОРИЗОНТАМИ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА В ЦЕНТРЕ ЗААНГАРЬЯ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ): ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ РАБОТ 2026 г.

А.Б. Кузьмичев, И.А. Кучеренко, А.Е. Юнг

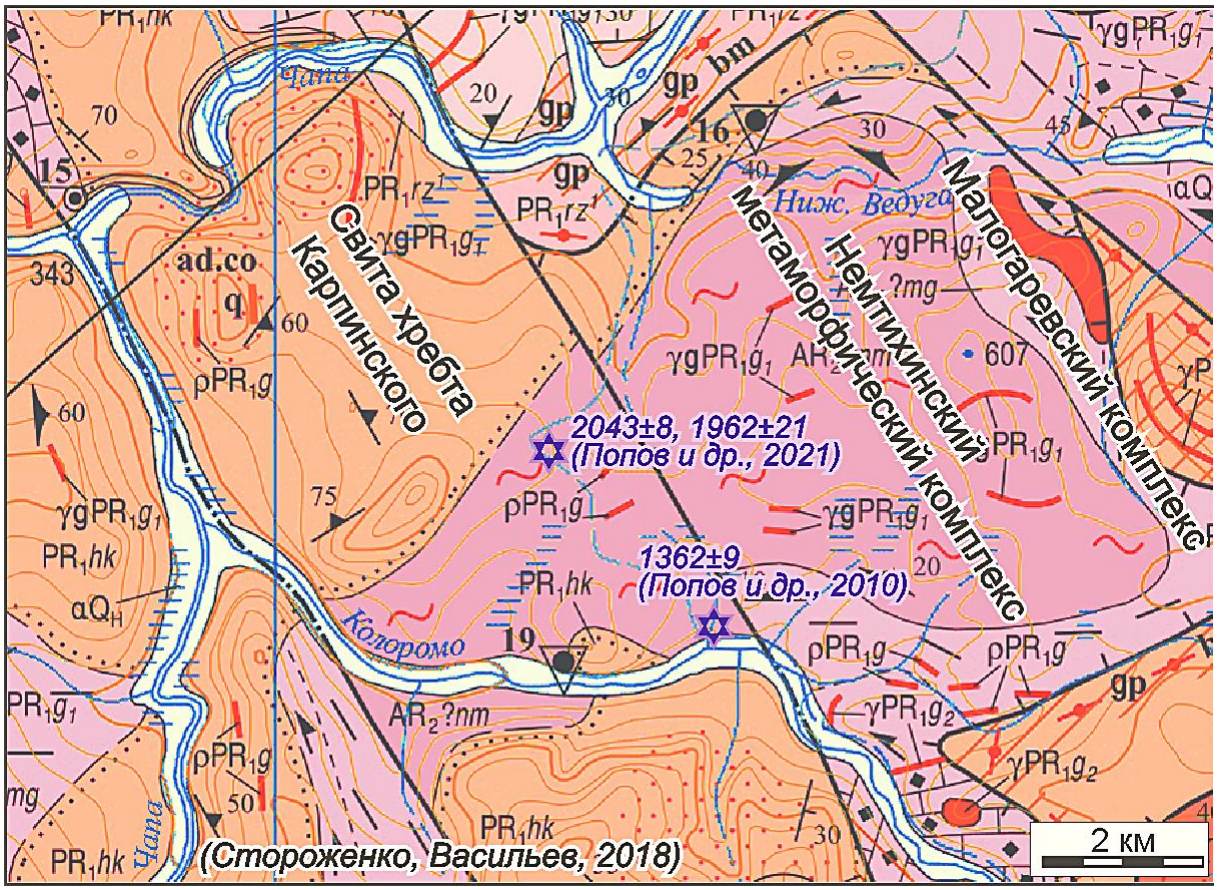
Москва, Геологический институт РАН, nsi.kuzmich@yandex.ru

В пределах Енисейского кряжа расположен самый крупный выход докембрия на западной окраине Сибирской платформы. Часть кряжа, расположенная севернее р. Ангары (Заангарье), сложена преимущественно мезопротерозойскими осадочными породами, в различной степени метаморфизованными и пронизанными неопротерозойскими гранитами. Этот комплекс пород несогласно перекрыт неметаморфизованными вендскими син- и посторогенными толщами. Тектоническая природа осевой (бóльшей) части Заангарья (Центральный домен) дискуссионна. Красноярские геологи – авторы всех изданных за последние 30 лет мелко- и среднемасштабных геологических карт Енисейского кряжа – считают, что почти все Заангарье подстилается архейскими комплексами Сибирского кратона (например **[2]**). В.А. Верниковский и его коллеги интерпретируют Центральный домен как экзотический террейн, справедливо отмечая, что раннедокембрийский возраст фундамента не подтвержден современными геохронологическими данными **[1]**. Действительно, корректные датировки известны только для двух локальных пунктов, расположенных на границах Центрального домена, вдали от главного поля распространения метаморфических пород «архея» **[4, 10]**. Попытки датирования «архейских» пород в центральной части Заангарья выявили неопротерозойский возраст проанализированных цирконов (например **[3]**), что, возможно, явилось следствием высокотемпературного метаморфизма и мигматизации древних пород в неопротерозойское время. Основываясь на общей геологической ситуации и результатах картирования, мы не сомневаемся в присутствии Сибирского фундамента под Центральным доменом и даже включаем этот домен в «кратонную часть кряжа» **[5, 10]**. Показательны наблюдения Л.А. Ячевского, выделившего тейскую серию: «*На сильно размытом и подвергшемся интенсивной складчатости древнем гнейсогранитовом массиве отложились образования, давшие начало свите сложного состава, называемой нами Тейской свитою*» **[11,** с. 50**]**. Ценность этого заключения в том, что оно основано на результатах первоначальных эмпирических наблюдений, еще не отягощенных мнениями предшественников. Мы планируем осуществить прямое датирование этого «древнего гнейсогранитового массива», проведя новый геохронологический эксперимент.

Участок осевой зоны кряжа в районе рек Колоромо и Нижняя Ведуга (правые притоки р. Чапа), расположенный на СВ склоне хребта Карпинского, является наиболее перспективным для проведения такого эксперимента по следующим причинам. 1. Структура этого участка, показанная на геологической карте **[9]**, простая и понятная в сравнении с другими районами (рисунок). Фактически, выходы «архея», показанные на карте, слагают эрозионное окно в перекрывающих метаосадочных породах тейской серии, которая лежит в основании стратифицированных толщ Енисейского кряжа. 2. Здесь может быть изучен и опробован полный набор пород, слагающих оба «архейских» комплекса, немтихинский (плагиогнейсы) и малогаревский (мраморы, амфиболиты, кристаллические сланцы). 3. На данном участке получена единственная на Енисейском кряже датировка мезопротерозойского (1360 млн лет, SHRIMP) гнейса (рисунок) **[6]**. Это указывает на то, что вмещающие породы немтихинского комплекса являются более древними, чем датированная интрузия, и позволяет надеяться, что и в них неопротерозойский метаморфизм не привел к полной потере радиогенного свинца.

Опубликованные сведения об «архейских» породах схематичны и вызывают вопросы. Непонятно, например, чем «мраморы, кальцифиры и амфиболиты» малогаревского комплекса архея отличаются от «мраморов, кальцифиров и амфиболитов» рязановской свиты тейской серии, закартированной на этом же участке. Выражение «архейский плагиогнейс немтихинского комплекса» **[8]** рисует в сознании сложно деформированный тоналит из TTG ассоциации. Однако

Н.В. Попов (устное сообщение), наблюдавший курум этих «гнейсов» на водоразделе рек Коломо и Нижняя Ведуга, характеризует их как невзрачные серые рассланцованные мелко- и среднезернистые породы. Недавно выяснилось, что они датированы(!) **[7]** (рисунок). В цитированной публикации порода описана как сланцеватый метапесчаник аркозового состава. Pb/U изотопные отношения семи анализов (SHRIMP) аппроксимируются дискордией с верхним пересечением 2043±8 млн лет, три остальных анализа образуют конкордантный кластер с возрастом 1962±21 млн лет. Хотя сам Н.В. Попов считает такое распределение возрастов детритовым, а метаморфизм зеленосланцевым, мы не исключаем возможности иной интерпретации.



Геологическая карта участка, о котором идет речь в докладе [9]. Подписаны датировки циркона, опубликованные Н.В. Поповым и его коллегами.
Индексы свит: *hk* – хребта Карпинского, *rz* – рязановская; индекс гранитоидов: *g* – гаревский комплекс. Литологические знаки для малогаревского метаморфического комплекса: кирпич с черным ромбом – мраморы и кальцифиры, стрелки – амфиболиты, черточки – кристаллические сланцы. Красные точки на свите хребта Карпинского – кордиерит-андалузитовые роговики.

Кроме того, на данном участке располагается стратотип мезопротерозойской свиты хребта Карпинского, согласно перекрытой рязановской (бывшая пенченгинская) свитой **[8]**. На участке полевых работ свита хребта Карпинского распространена наиболее широко и слагает гольцы, покрытые курумом. Свита (800–900 м) целиком сложена слюдяными крупночешуйчатыми узловатыми кристаллическими сланцами с порфиробластами граната, ставролита, дистена, силлиманита. Встречаются прослои кварцита (5 % мощности). Рязановская свита (500–600 м) сложена в нижней части мраморами и амфиболитами, в верхней – монотонными биотитовыми сланцами и амфиболитами. Несогласие в основании тейской серии нигде на Енисейском кряже не наблюдалось в скальном обнажении **[8].** Возможно, это вызвано тем, что нижние горизонты высокоглиноземистой толщи представляют собой инситную кору выветривания раннедокембрийских пород. Требуется дополнительное изучение нижнего контакта серии; необходимо получить данные о возрасте детритовых цирконов с разных уровней разреза и датировать локализованные в серии гранитоиды; никто детально не изучал и не пытался датировать ортоамфиболиты, хотя еще недавно считалось, что серия вмещает тела метабазитов индыглинского комплекса, «которые локализованы только в ней».

Летом 2026 г. авторы доклада собираются провести полевые работы на указанном выше участке. Мы мечтаем увидеть собственными глазами гнейсы и амфиболиты немтихинского и малогаревского метаморфических комплексов, узловатые кристаллические сланцы свиты хребта Карпинского и др. и хотим поделиться этими наблюдениями. Несомненно, мы увидим много нового и интересного, и не исключено, что «простая и понятная структура», о которой говорилось выше, окажется гораздо менее простой и менее понятной.

Исследование выполнено при поддержке РНФ, грант № 22-77-10096-П. Авторы признательны А.А. Стороженко, Н.В. Попову и Е.Ф. Васильеву за консультации по геологии бассейна верховьев р. Чапы.

[1] *Верниковский В.А. и др*. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 63–90.

[2] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Масштаб 1:1000000. Лист P-46: Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 470 с.

[3] *Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В*. Тектонометаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 11. С. 1476–1496.

[4] *Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Прияткина Н.С., Романюк Т.В., Шацилло А.В*. Возраст и геохимические характеристики метагранитов Енисейского кряжа: Сибирские корни Центрально-Ангарского террейна // // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (20–23 октября 2020 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020. Вып. 18. С. 193–196.

[5] *Kuzmichev A.B., Babitsky E.F., Danukalova M.K, Dubenskiy A.S*. Mesoproterozoic (?) Arkose Sandstones in the Kiselikha Terrane (Northwestern Yenisei Ridge) Composed of Disintegrated Material of the Underlying Siberian Basement // Doklady Earth Sciences. 2026. V. 527. 27.

[6] *Попов Н.В., Лиханов И.И., Ножкин А.Д*. Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований // Доклады РАН. 2010. Т. 431, № 4. С. 509–515.

[7] *Попов Н.В., Лиханов И.И., Козлов П.С*. Детритовые цирконы из метапесчаников древнейших толщ Заангарья Енисейского кряжа // Стратиграфия верхнего докембрия: проблемы и пути решения: Материалы VII Российской конференции по проблемам геологии докембрия (21–24 сентября 2021 г.). СПб.: Свое издательство, 2021. С. 151–154.

[8] *Стороженко А.А., Васильев Н.Ф., Пиманов А.В., Миллер В.Я. и др*. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Енисейская. Масштаб 1:200000. Лист P-46-XXXII (г. Коврига): Объяснительная записка и комплект карт. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2018. 143 с.

[9] *Стороженко А.А., Васильев Н.Ф*. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Енисейская. Масштаб 1:200000. Лист P-46-XXXII (г. Коврига). М.: МФ ВСЕГЕИ, 2018.

[10] *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.

[11] *Ячевский Л*. Условия золотоносности Северного Енисейского горного округа // Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Енисейский золотоносный район. СПб., 1903. Вып. IV. С. 43–78.

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

2026. Выпуск 24. С. 159–160

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ НИОБИЙ-ОБОГАЩЕННЫЕ БАЗАЛЬТЫ И АДАКИТОПОДОБНЫЕ РИОЛИТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУДНОГО АЛТАЯ

М.Л. Куйбида[1], Н.Н. Крук[1], И.В. Викентьев[2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, maxkub@igm.nsc.ru
[2] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, ilya-vikentev@rambler.ru

Специфическим проявлением эволюции ряда конвергентных окраин служит структурно-кинематическая инверсия, выраженная в смене режима задугового растяжения субдукционным сжатием. Это обусловлено изменением кинематики плит и/или аккрецией океанических блоков. Инверсионный тектогенез ведет к отрыву погрузившейся части слэба и термальному импульсу за счет апвеллинга астеносферной мантии **[1]**. В статье представлены новые прецизионные геохимические данные для позднедевонских субвулканических пород пихтовского вулканического комплекса северо-западной части Рудного Алтая, сформировавшихся при смене геодинамических режимов на западной окраине Сибирского континента. Изученные породы образуют контрастную ассоциацию: андезибазальты и дациты-риолиты с возрастом цирконов последних ~368–366 млн лет.

Андезибазальты принадлежат к умеренно-калиевому типу (SiO_2=54.7–55.2 мас. %, K_2O=0.93–2.6 мас. %) с высокой железистостью (FeO*/MgO=1.99–2.59 при MgO=3.71–4.73 мас. %) и обладают составом, переходным между толеитовой и известково-щелочной сериями. Геохимические характеристики являются промежуточными между надсубдукционными и внутриплитными: TiO_2 (2.1–2.4 мас. %), P_2O_5 (0.64–1.02 мас. %), Nb ~19 ppm, $(Nb/La)_{pm}$ ~0.5, $(Nb/Th)_{pm}$>0.6, Zr/Y>4.5, и позволяют отнести их к ниобий-обогащенным базальтам (NEB **[2]**). Отношения несовместимых элементов (Th/La=0.07–0.10) указывают на отсутствие значимого вклада малоглубинного субдукционного компонента **[2, 3]**. Численное моделирование свидетельствует о низких степенях фракционного плавления (~3–5 %) шпинелевого лерцолита **[4]**. Индикаторные отношения TiO_2/Yb, Th/Nb и La/Nb определяют литосферную мантию как источник родительских магм **[5]**. На диаграммах Zr/Nb – La/Sm и Y/Nb – Zr/Nb точки составов проецируются в поле обогащенной мантии, соответствуя E-MORB с низким значением Y/Nb (<5) при Zr/Nb ~10–20. Мантийный источник близок к таковому для океанических плато (OPB) и изначально соответствовал деплетированной мантии (DM), обогащенной некогерентными элементами при реакции с веществом плюма. Это согласуется с изотопными Nd характеристиками андезибазальтов ($\varepsilon_{Nd}(t)$=+2.6…+3.0), отвечающими эволюции позднепротерозойско-раннепалеозойской литосферной мантии океанического происхождения, вошедшей в состав складчатого обрамления Сибирского континента при раннепалеозойской аккреции. Результаты верифицируют сценарий, по которому древний литосферный мантийный источник претерпел предварительную рефертилизацию за счет глубинного расплавного компонента, без вклада субдукционного флюида, а генерация магм проходила при малоглубинном декомпрессионном плавлении.

Кислые члены представлены дацитами и риолитами, включая породы с адакитовыми характеристиками. Последние обладают высокими концентрациями SiO_2=68.9–71.6 мас. %, Al_2O_3 (15.8–16.2 мас. %) при $(La/Yb)_n$=20–23 (Yb=0.51–0.56 ppm), Sr/Y=52–62 (Sr=268–380 ppm, Y=5–6 ppm) и Eu/Eu*=0.87–0.94. Формально это соответствует значениям высококремнистых адакитов (HAS **[6]**). Ключевыми отличиями являются низкие MgO (0.6–1.4 мас. %) и Ni (10–16 ppm), высокий Na_2O (5.5–6.7 мас. %) при низких величинах K_2O/Na_2O (0.05–0.18), низких содержаниях Sr (<400 ppm), CaO (<3 мас. %) и CaO/Al_2O_3 (<0.2). Натриевый профиль и дефицит фемических элементов соответствуют характеристикам архейских высокоглиноземистых тоналитов-трондьемитов и плавлению метабазитов в области устойчивости граната. Составы адакитоподобных риолитов наиболее близки к параметрам модельных трондьемитовых расплавов в равновесии с

амфибол-плагиоклаз-пироксен-гранатовым реститом при давлении P ~15–16 кбар и степени плавления F ~10–12 % **[7]**.

Эксперименты плавления демонстрируют, что модельные расплавы обеднены Mg, Ni и Cr относительно кайнозойских адакитов, что обычно трактуется как отражение реакции между слэбовым расплавом и перидотитом мантийного клина. Дефицит этих элементов в архейских тоналитах-трондьемитах свидетельствует об ограниченном масштабе их взаимодействия с мантийным клином. Согласно гипотезе **[6]**, вследствие высокого геотермального градиента в архее глубина плавления слэба была невелика (P ~10–15 кбар), а траектория погружения плиты пересекала водный солидус толеита в области стабильности плагиоклаза. В этих условиях расплавы поднимались через тонкий мантийный слой и взаимодействие носило ограниченный характер. Геохимические признаки пихтовских адакитоподобных риолитов близки к архейским аналогам, указывая на то, что их родительский расплав также не обогащался мафическими элементами и не обеднялся кремнеземом за счет взаимодействия с мантийным клином. Мы предполагаем, что декомпрессионное плавление литосферной мантии на малых глубинах и синхронное частичное плавление метабазитов погружающегося слэба было вызвано кратковременным высокотермальным импульсом под девонской активной окраиной. Триггером формирования NEB-адакитовой ассоциации рассматривается модель «разрыва слэба» (slab tear) **[1]**. Этому моменту в Рудном Алтае соответствует тектоническая инверсия от синсдвигового растяжения к косому сжатию, которая началась в позднем девоне и достигла пика в карбоне.

На основе сопоставления с эталонными объектами восточной окраины Азии обоснована модель, согласно которой в позднем девоне произошла тектоническая инверсия – переход от задугового растяжения к субдукционному сжатию. Данный процесс сопровождался разрывом погружающегося слэба, что привело к апвеллингу астеносферы и генерации контрастной ассоциации ниобий-обогащенных базальтов и адакитоподобных риолитов.

Исследование выполнено при поддержке Минобрнауки РФ (проект № 13.1902.24.44, Соглашение № 075-15-2024-641).

[1] *Rosenbaum G., Gasparon M., Lucente F.P., Peccerillo A., Miller M.S*. Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism // Tectonics. 2008. V. 27, № 2. TC2008.

[2] *Castillo P.R., Rigby S.J., Solidum R.U*. Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: Geochemical evidence from the Sulu Arc, southern Philippines // Lithos. 2007. V. 97, № 3–4. P. 271–288.

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

[4] *Safonova I.Y., Simonov V.A., Kurganskaya E.V., Obut O.T., Romer R.L., Seltmann R*. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting // Journal of Asian Earth Sciences. 2003. V. 49. P. 20–39.

[5] *Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C*. LIP printing: use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // Lithos. 2021. V. 392–393. 106068.

[6] *Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D*. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79, № 1–2. P. 1–24.

[7] *Туркина О.М*. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия. 2000. № 7. С. 704–717.

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

2026. Выпуск 24. С. 161–163

БАЛЫКТАХСКИЙ МАССИВ ГРАНИТОИДОВ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА – ВОСТОЧНОЕ ОКОНЧАНИЕ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО (1.88–1.86 МЛРД ЛЕТ) ПОСТКОЛЛИЗИОННОГО ЮЖНО-СИБИРСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ПОЯСА

А.М. Ларин, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, С.Д. Великославинский, В.П. Ковач

Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, larin7250@mail.ru

Джугджуро-Становой супертеррейн (ДСС) рассматривается как раннедокембрийская гранит-зеленокаменная область **[12]**, вытянутая в субширотном направлении и ограниченная с севера и юга сутурными швами – Становым и Монголо-Охотским соответственно, с запада – Джелтулакским разломом и на востоке – акваторией Охотского моря. Как и весь фундамент Сибирской платформы, по мнению этих авторов, он был консолидирован в раннем протерозое и в последующем был неоднократно преобразован в ходе мезозойских процессов тектономагматической активизации. Согласно этим представлениям основу строения ДСС составляют раннедокембрийские структурно-вещественные комплексы, доминирующими из которых является становой комплекс, породы которого метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, и разнообразные гранитоиды.

Проведенные авторами в последние два десятилетия целенаправленные структурно-геологические, геохронологические и изотопно-геохимические исследования метаморфических и ультраметаморфических пород региона показали, что формирование ДСС произошло на рубеже около 1.9 млрд лет в результате столкновения неоархейского Иликанского террейна и палеопротерозойских Брянтинской островной дуги и Купуринско-Зейского террейна **[1]**. Иссследование магматических пород супертеррейна продемонстрировало, что, наряду с уже известными проявлениями магматизма мезозойского возраста **[2, 7]**, большинство магматических комплексов, традиционно относимых к раннему докембрию, также имеют мезозойский возраст. Типичными примерами подобных образований являются гранитоиды токско-алгаминского и позднестанового комплексов **[8, 10, 11]**. Было показано также, что последний этап высокоградного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации и региональная мигматизация супракрустальных пород станового комплекса имели место в позднем мезозое **[8]**. Раннедокембрийские гранитоиды в небольшом объеме сохранились лишь в пределах гранулитовых блоков ДСС **[6]**.

Целью настоящей работы является поиск и идентификация раннедокембрийских гранитоидов ДСС, сохранившихся после его мезозойской тектономагматической переработки. Подобные исследования необходимы для воссоздания раннедокембрийской истории эволюции этого региона. В этой связи наш особый интерес вызвали гранитоиды повышенной щелочности и основности в зоне Джелтулакского шва, разделяющего Джугджуро-Становой и Западно-Становой супертеррейны. Они образуют цепочку сравнительно небольших интрузивных тел, вытянутых в северо-западном направлении. В составе этих тел преобладают кварцевые диориты, монцодиориты, монцониты, кварцевые монцониты, сиениты, отнесенные к ранней субфазе главной фазы тукурингрского комплекса палеопротерозойского возраста как самостоятельный копринский тип субщелочных гранитоидов **[2]**. Породы этих массивов в разной степени дислоцированы. В результате комплексных исследований гранитоидов копринского типа была установлена их принадлежность к адакитам постколлизионного типа и близость этих пород как по составу, так и по возрасту к раннемеловым гранитоидам тындинско-бакаранского комплекса ДСС **[10]**.

В то же время следует отметить, что в составе копринского типа гранитоидов особняком стоит Балыктахский массив, породы которого интенсивно рассланцованы и претерпели метаморфические преобразования в условиях амфиболитовой фации, местами породы массива мигматизированы, контакты, как правило, осложнены разрывной тектоникой. В этой связи было признано целесообразным провести геохимические и геохронологические исследования пород этого массива с использованием U-Pb метода по цирконам (ID TIMS).

Балыктахский массив представляет собой сравнительно небольшое интрузивное тело площадью около 2 тыс. км^2 в западной краевой части ДСС в зоне влияния Джелтулакского разлома. Массив сложен средне- и крупнозернистыми биотитовыми и биотит-амфиболовыми кварцевыми сиенитами, кварцевыми монцонитами и гранодиоритами, Породы массива принадлежат щелочно-известковой серии, для них характерны повышенные содержания щелочей (K_2O+Na_2O=7.37–7.94 %), умеренная или повышенная агпаитность (NK/A=0.64–0.89) и калиевый тип щелочности (K_2O/Na_2O=0.89–2.89). Они относятся к умеренно железистым (f=0.71–0.74) и слабо метаглиноземистым (ASI=0.85–0.96) породам, которые обогащены большинством REE, LIL- и HFS-элементов. Распределение REE отличается заметной фракционированностью ($[La/Yb]_N$=26.9) и отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu*=0.59). На геохимических дискриминационных диаграммах они попадают в поля гранитов А-типа и посторогенных гранитов. От адакитовых гранитоидов копринского типа их отличает заметно более высокое содержания большинства некогерентных элементов (Zr – до 780 мкг/г, Y – до 57 мкг/г, Nb д– о 49 мкг/г, ΣREE – до 790 мкг/г), а также относительно пониженные значения Sr/Y и $(La/Yb)_N$ отношений – 6.9 и 26.9 соответственно.

Изотопное датирование U-Pb методом по единичным зернам циркона (ID TIMS) крупнозернистого биотит-амфиболового кварцевого монцонита Балыктахского массива продемонстрировало, что формирование последнего отвечает возрастному рубежу 1872±7 млн лет.

Полученная оценка возраста представляет собой первое палеопротерозойское значение возраста для гранитоидов ДСС. Следует особо отметить, что именно такие же значения возраста (1876–1859 млн лет) были установлены для близких по геохимическим характеристикам постколлизионных гранитов кодарского комплекса **[9]**, развитых в южной краевой части Чара-Олекминского террейна Алданского щита по другую сторону Станового структурного шва. Наличие таких близких по возрасту и составу постколлизионных гранитоидов по разные стороны Станового шва и в непосредственной от него близости может являться косвенным подтверждением того, что Становой структурный шов является палеопротерозойской сутурной зоной, следом океанского бассейна, закрывшегося к рубежу ~1.9 млрд. лет **[3]**.

Становление Балыктахского массива гранитоидов, так же как и гранитоидов кодарского комплекса, скорее всего, отвечает заключительным этапам проявления коллизионных процессов, обусловленных столкновением Алданской и Джугджуро-Становой континентальных плит с раннедокембрийскими континентальными блоками Байкальской складчатой области. Массивы этих гранитоидов относятся к восточному окончанию Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса, протягивающегося по юго-западному обрамлению Сибирской платформы от Алданского щита до Ангаро-Канского блока Енисейского кряжа более чем на 2500 км. Формирование этого пояса происходило в течение короткого возрастного интервала (1.88–1.86 млрд лет) на завершающей стадии эволюции палеопротерозойского орогена, в процессе коллапса сформированных орогенических сооружений. Южно-Сибирский магматический пояс в глобальном плане представляет собой крупнейшую сшивающую тектоническую структуру, фиксирующую становление единого Сибирского кратона, а также его вхождение в палеопротерозойский суперконтинент Нуна (Колумбия) **[4, 5]**.

[1] *Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Загорная Н.Ю., Wang K.L., Chung S.L.* Возраст и тектоническое положение метаморфического станового комплекса (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геотектоника. 2017. № 4. С. 3–16.

[2] *Государственная геологическая карта Российской Федерации*. Серия Дальневосточная. Масштаб 1:1000000. Лист N-51 (Сковородино): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 448 с.

[3] *Гусев Г.С., Хаин В.Е.* О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.

[4] *Донская Т.В.* Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона: Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2019. 38 с.

[5] *Ларин А.М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.

[6] *Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Толкачев М.Д.* Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 245–263.

[7] *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М.* Возраст и тектоническое положение гранитоидов тындинского-бакаранского комплекса Удско-Зейского магматического пояса // Доклады РАН. 2014. Т. 456, № 3. С. 314–319.

[8] *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Овчинникова Г.В., Саватенков В.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др.* Гранитоиды позднестанового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): возраст, тектоническое положение и источники // Петрология. 2018. Т. 26, № 5. С. 463–485.

[9] *Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Гладкочуб Д.П., Саватенков В.М., Великославинский С.Д., Сковитина Т.М., Ризванова Н.Г., Сергеева Н.А., Водовозов В.Ю*. Граниты рапакиви Кодарского комплекса (Алданский щит): возраст, источники и тектоническое положение // Петрология. 2021. Т. 29, № 4. С. 339–364.

[10] *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Ковач В.П., Сковитина Т.М., Иванова А.А., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю*. Возраст и тектоническое положение гранитоидов копринского типа зоны сочленения Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 509, № 1. С. 5–13.

[11] *Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Сорокин А.П., Сорокин А.А., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В*. Токско-алгоминский магматический комплекс Джугджуро-Становой складчатой области: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Доклады РАН. 2006. Т. 409, № 5. С. 652–657.

[12] *Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов*: Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1500000. Владивосток–Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.

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

2026. Выпуск 24. С. 164–166

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АПАТИТОНОСНЫХ ГАББРО-ДИОРИТОВЫХ МАССИВОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (БОЛЬШЕИРКИЛИКСКИЙ, ЗЫРЯНСКИЙ, ТЕЛЕГИНСКИЙ)

Е.И. Ласточкин, М.О. Рампилов, М.В. Рампилова

Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, gin-buryatia-07@yandex.ru

На территории Юго-Западного Забайкалья установлено около двадцати апатитоносных габбро-диоритовых массивов, открытых с 1950 по 1960 г. (Ошурковский, Телегинский, Зырянский, Большеиркиликский, Дабатский, Халсанский, Тэндитская группа и др.) (рисунок) **[1, 2]**.

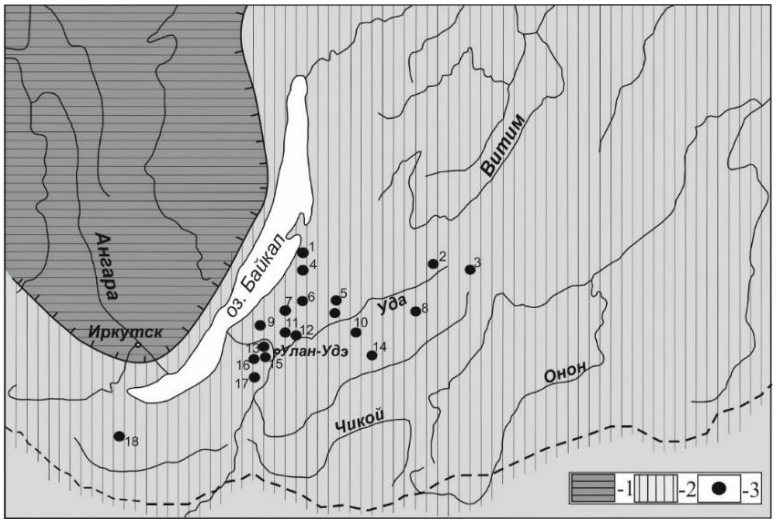


Схема размещения апатитовых месторождений и проявлений в Юго-Западном Забайкалье.
1 – Сибирская платформа, *2* – складчатая область, *3* – апатитовые месторождения и проявления: 1 – Телегинское, 2 – Хангирское, 3 – Орудовское, 4 – Коточик, 5 – Ангырско-Сухарикская группа, 6 – Лапчиха, 7 – Зырянское, 8 – Сигальзы, 9 – Покровское, 10 – Халсанское, 11 – Большеиркиликское, 12 – Дабатское, 13 – Еловское, 14 – Тэндитская группа, 15 – Ошурковское, 16 – Краснояровское, 17 – Скрытое, 18 – Мыльское.

Большеиркиликский диоритовый массив находится в 35 км от г. Улан-Удэ по Баргузинскому тракту в междуречье верховьев рек Большого Иркилика и Малого Уналея. Апатитовая минерализация в породах массива была установлена в 1968 г. при маршрутных исследованиях И.В. Гордиенко **[2]**.

Вмещающими породами Большеиркиликского массива являются граниты, гнейсограниты и верхнепротерозойские осадочно-метаморфические сланцы. Гранитоиды метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации, отчетливо прорывают диоритовые породы массива и содержат их ксенолиты.

Среди базитовых пород массива преобладают серые и темно-серые, тонко- и мелкозернистые биотитовые диориты. Биотит-роговообманковые и роговообманковые диориты встречаются реже.

Минеральный состав биотитовых диоритов характеризуется широкими вариациями. Количество плагиоклаза варьируется от 30 до 60 %, биотита – от 15 до 35 % и роговой обманки – от 1–2 до 5–7 %. Среди второстепенных встречается калиевый полевой шпат (5–10 %) и кварц (5–10 %). Акцессорные минералы (до 1 %) представлены титанитом, апатитом, магнетитом, титаномагнетитом.

Плагиоклаз представлен олигоклазом (№$_{10–30}$) и андезином (№$_{30–50}$). Биотит встречается в виде единичных чешуек и агрегатных скоплений. Роговая обманка слагает зерна неправильной формы, замещается биотитом и хлоритом. Апатит представлен удлиненно-призматическими кристаллами размером от 0.2 до 0.5 мм.

Химический состав биотитовых диоритов соответствует среднему составу диоритов. В породах наблюдаются повышенные содержания кремнезема (39.5–55.6 мас. % SiO_2), щелочей (1.6–4.9 мас. % Na_2O, 0.3–5.0 мас. % K_2O), титана (1.03–2.50 мас. % TiO_2) и фосфора (0.5–2.7 мас. % P_2O_5).

Роговообманковые, биотит-роговообманковые диориты и габбро-диориты состоят из плагиоклаза (45–60 %), роговой обманки (20–45 %), биотита (2–12 %), апатита (3–10 %), титанита (1–2 %) и рудных минералов (магнетит, титаномагнетит, пирит) (2–5 %).

В биотитовых диоритах количество апатита не превышает 1 %, а содержание фосфора в породе достигает 2.8 мас. % P_2O_5, в роговообманковых диоритах концентрация апатита достигает 10 %, а фосфора – от 1.5 до 4 мас. P_2O_5.

Зырянский диоритовый массив находится вблизи пос. Зырянск, в междуречье рек Бурли и Утата, правых притоков р. Итанцы. Апатитоносные диориты впервые были обнаружены в 1965 г. при проверке магнитной аномалии О.В. Соколовым, Э.Л. Прудовским и А.С. Мартосом **[1]**.

Вмещающими породами массива являются гранодиориты, граносиениты и граниты нижнепалеозойского комплекса. Массив сложен преимущественно среднезернистыми, буровато-серыми, биотитовыми апатитоносными диоритами. С северо-востока и юго-запада они окружены роговообманковыми диоритами. Биотит-роговообманковые сиенито-диориты и пироксеновые диориты обнажаются по периферии массива.

Биотитовые диориты сложены биотитом и андезином (№$_{30–40}$), олигоклаз (№$_{10–30}$) и альбит (№$_{0-10}$) встречаются реже. Второстепенные минералы представлены роговой обманкой и пироксеном, магнетит и апатит являются более поздними. Биотит в породе наблюдается в виде чешуек, со слабо выраженной ориентировкой. Апатит в породе встречается в виде скоплений зерен и кристаллов с биотитом и рудными минералами. Размер зерен апатита варьируется от 0.07–0.10 до 0.5–1.0 мм, реже – до 2 мм. По составу минерал относится к фтор-апатиту (до 3 мас. % F).

Минеральный состав роговообманковых и биотит-роговообманковых диоритов представлен андезином, роговой обманкой, биотитом, титанитом, апатитом, магнетитом, эпидотом и хлоритом. Породы интенсивно хлоритизированы и эпидотизированы. Скопления зерен апатита отмечены с рудными минералами.

Биотитовые и роговообманковые диориты попадают в поле габбро, монцогаббро и монцодиоритов, более лейкократовые, биотит-полевошпатовые сиенито-диориты – в область монцонитов. Содержание кремнезема в диоритах варьируется от 42.50 до 60.50 мас. % SiO_2. Количество фосфора в диоритах Зырянского массива не превышает 2.5–2.7 мас. % P_2O_5.

Телегинский массив находится на восточном побережье оз. Байкал, в бассейнах ручьев Телегинского и Среднего. Повышенные содержания фосфора в основных породах бассейна руч. Телегинского впервые обнаружены в 1958–1959 гг. при поисково-оценочных работах на редкие элементы Р.Я. Борисовым **[1, 2]**. Ю.П. Гусевым в 1965 г. была составлена схематическая геологическая карта Телегинского массива. По его данным массив сложен диоритами и габбро-диоритами.

Телегинский массив вытянут вдоль берега оз. Байкал в северо-восточном направлении, длиной 6 и шириной до 2 км. Основной разновидностью пород массива являются биотитовые габбро-диориты, габбро и пироксениты распространены значительно меньше.

Биотит-роговообманковые габбро-диориты – средне-, мелко-, крупнозернистые, массивные породы. Они сложены плагиоклазом (40–45 %), роговой обманкой, биотитом, апатитом, магнетитом, сфеном, пироксеном. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, серицитом, актинолитом, тремолитом.

Плагиоклаз наблюдается в виде таблитчатых и короткопризматических кристаллов размером от 0.3 до 5.0 мм. Наиболее распространен андезин (№$_{30–50}$), менее – олигоклаз (№$_{15–30}$), лабрадор (№$_{50–70}$) и альбит (№$_{0–10}$). Амфибол встречается в виде таблитчатых и призматических кристаллов. Вторичные амфиболы – актинолит и тремолит, развиваются по роговой обманке. Также в породах установлен первичный амфибол – гастингсит. Биотит в количестве от 5 до 15 % образует удлиненные чешуйки. Среди акцессорных отмечены магнетит, титаномагнетит, пирит. Апатит наблюдается во всех разновидностях габбро-диоритов в виде слабоудлиненных кристаллов размером от 0.1 мм до 0.5 см. Минерал ассоциирует в основном с темноцветными и рудными минералами и встречается в виде включений в роговой обманке. Также минерал отмечен среди

зерен плагиоклазов и, реже, вторичных – хлорита, эпидота, талька. Содержание апатита в габброидах колеблется от 5 до 15 %.

По химическому составу габброиды массива попадают в поле монцогаббро, реже – габбро и ультраосновных пород. Содержание кремнезема варьируется от 38 до 51 мас. % SiO_2. Количество фосфора в биотит-роговообманковых габбро-диоритах составляет 1–3 мас. %, в роговообманковых до 4.5 мас. % P_2O_5.

Диориты и габбро-диориты массивов (Большеиркиликский, Зырянский, Телегинский) характеризуются широкими колебаниями главных породообразующих компонентов, вследствие чего они соответствуют ультраосновным, основным и средним породам. Редкоземельные элементы в диоритах представлены существенно легкими лантаноидами. Концентрация их находится в зависимости от содержания в породах апатита. Апатитовая минерализация в породах массивов распределена неравномерно.

Работа выполнена в рамках программы ГИН, проект IX.129.1.2. (№ 126020216342-3).

[1] *Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н*. Генетические типы апатитовых месторождений и проявлений Центральной Бурятии // Материалы по минералогии, геохимии и петрографии Забайкалья. Улан-Удэ, 1970. С. 10–11.

[2] *Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н., Кравченко А.И*. Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство, 1972. 157 с.

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

2026. Выпуск 24. С. 167–168

СТРОЕНИЕ КЭП-КАРБОНАТНОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ГОЛОУСТЕНСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

И.В. Латышева[1], А.В. Шацилло[1,2], А.В. Колесников[1]

[1] Москва, Геологический институт РАН, irkalatysheva@gmail.com
[2] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

В южной части Западного Прибайкалья на раннедокембрийском фундаменте залегают терригенно-карбонатные комплексы голоустенской свиты, начинающей здесь неопротерозойский разрез. На основе хемостратиграфических данных (C, O, Sr) **[1, 2]**, а также по наличию ледниковых отложений, локально развитых в основании голоустенской свиты и относимых к Среднесибирскому гляциогоризонту **[3]**, ее возраст можно оценить как раннеэдиакарский, а нижнюю часть свиты рассматривать как кэп-карбонатную последовательность (секвенцию) «пост-Марино».

В основании голоустенской свиты в рассматриваемом районе находится маломощный (5–20 см) глинистый или карбонатно-глинистый прослой, выше залегает пачка доломитов мощностью около 20 м, интерпретируемая нами как венчающие доломиты (ВД). Выше по разрезу пачка ВД перекрыта характерной пестроцветной сланцево-известняковой пачкой (около 100 м), переходящей в песчанистые известняки и кварцевые песчаники с карбонатным цементом.

Нижняя доломитовая пачка (ВД) была детально изучена по левому борту пади Нижние Хомуты, надстраивающая ее пестроцветная сланцево-известняковая пачка – в левом борту пади Харгин.

Изученный фрагмент разреза ВД в пади Нижние Хомуты общей мощностью около 19 м по литологическим особенностям может быть разделен на три части.

Нижняя часть разреза (~1 м) представлена тонкослоистыми доломитами пелоидного и микрозернистого строения. В основании разреза залегают микрозернистые доломиты с незначительной терригенной примесью алевритовой и тонкопесчаной размерности, мощностью около 15 см (мадстоуны, по классификации Данэма **[4]**). Микрозернистые доломиты сменяются пелоидными доломитами, сложенными хорошо сортированными микритовыми пелоидами округлой формы, обычно размером около 0.1–0.2 мм (в редких случаях до 0.5 мм), сохранность которых изменяется от слоя к слою. Как правило, доломиты представляют собой чередование слойков с пелоидами разной сохранности – отчетливо пелоидные слойки переслаиваются со слоями комковато-сгустковой структуры, в которых можно увидеть реликты пелоидов (тонкое переслаивание мадстоуна и вакстоуна **[4]**). Одна из характерных черт ВД – трещинный цемент («sheet-crack cements») **[5]** – присутствует в самой нижней части разреза мощностью 0.5 м. Трещинный цемент представляет собой параллельные напластованию синтаксиальные карбонатно-кварцевые жилы зонального строения с сутурным швом в центральной части.

Выше залегают волнисто-слоистые доломиты (~6 м) с округлыми строматолитовыми образованиями. На микроуровне доломиты тонкослоистые, представляют собой чередование слойков с пелоидной и комковато-сгустковой микритовой структурой, в разной степени замещенной спаритом (тонкое переслаивание вакстоуна и пакстоуна **[4]**).

Завершают разрез толстослоистые и линзовидно-слоистые строматолитовые доломиты с тонкими глинистыми прослоями (~12 м) и послойными стилолитами. На микроуровне доломиты аналогичны второй пачке: тонкослоистые, представлены чередованием комковато-сгустковых, пелоидных и микрокристаллических (спаритовых) микрослойков (тонкое переслаивание мадстоуна и вакстоуна/пакстоуна **[4]**). Иногда в микрокристаллических слойках встречаются реликты более крупных пелоидов (размером до 0.7–0.8 мм), состоящие из более мелких.

В разрезе пади Харгин пачка ВД мощностью 21 м перекрыта характерной пестроцветной сланцево-известняковой пачкой (~100 м). Известняки имеют светло-розовую окраску, текстура тонкослоистая, параллельно-слоистая, структура микрокристаллическая, равномерно-зернистая, в известняках присутствует терригенная примесь (не более 10 %) мелкопесчаной размерности.

Состав терригенной примеси – кварц, полевые шпаты, обломки гранитоидов и сланцев. Известняки чередуются с тонкими темно-серыми карбонатно-глинистыми сланцами. Выше в известняках увеличивается содержание терригенной примеси, и они после задернованного интервала переходят в песчанистые известняки и плохо сортированные кварцевые песчаники с карбонатным цементом (~20 м), появление которых свидетельствует, вероятно, о переходе к более мелководной обстановке.

Учитывая то, что в разрезе ВД и сланцево-известняковой пачки отсутствуют признаки приливно-отливных фаций и мелководья и, с другой стороны, присутствуют строматолиты, можно заключить, что бассейн седиментации был, вероятно, замкнутым (озеро, лагуна, внутреннее море) с умеренными глубинами в пределах фотической зоны.

Макроскопические текстуры свидетельствуют о спокойной гидродинамической обстановке, в которой образовывались микропелоиды. В результате воздействия слабых течений тонкие фрагменты разрушенных и полулитифицированных микробиальных матов могли образовывать более крупные пелоиды до 0.5 мм **[6]**. Микропелоидная и комковато-сгустковая структура, характерная для всей пачки ВД, свидетельствует об их микробиальном происхождении. Это заключение имеет важное значение для понимания механизма образования ВД в контексте длительности их накопления, что является предметом острых дискуссий **[7]**. Полученные нами по ВД результаты согласуются с моделью «повышенной микробиальной активности» **[8–10]**, что предполагает их длительное (10^5–10^6 лет) накопление.

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН (тема № 123032400064-7) и ИФЗ РАН.

[1] *Шацилло А.В. и др.* Положение раннеэдиакарского C-изотопного экскурса EN1 в разрезе байкальской серии Западного Прибайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции (14–18 октября 2025 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2025. Вып. 23. С. 251–253.

[2] *Шацилло А В. и др.* Новые данные по изотопному составу Sr карбонатов нижней части голоустенской свиты юга Западного Прибайкалья (неопротерозой, Сибирская платформа) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции (13–17 октября 2026 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2026. Вып. 24. С. 290–292.

[3] *Чумаков Н.М.* Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 21–34.

[4] *Dunham R.J.* Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of carbonate rocks / Ed. W.E. Ham. AAPG Memoir. 1962. V. 1. P. 108–121.

[5] *Hoffman P.F., Macdonald F.A.* Sheet-crack cements and early regression in Marinoan (635 Ma) cap dolostones: regional benchmarks of vanishing ice-sheets? // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 300, № 3–4. P. 374–384.

[6] *Bosak T. et al.* Microbial sedimentology of stromatolites in Neoproterozoic cap carbonates // The Paleontological Society Papers. 2013. V. 19. P. 51–76.

[7] *Yu W. et al.* Cryogenian cap carbonate models: A review and critical assessment // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2020. V. 552. 109727.

[8] *Font E. et al.* Chemostratigraphy of the Neoproterozoic Mirassol d'Oeste cap dolostones (Mato Grosso, Brazil): an alternative model for Marinoan cap dolostone formation // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 250. № 1–2. P. 89–103.

[9] *Font E. et al.* Fast or slow melting of the Marinoan snowball Earth? The cap dolostone record // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. V. 295, № 1–2. P. 215–225.

[10] *Nédélec A. et al.* Sedimentology and chemostratigraphy of the Bwipe Neoproterozoic cap dolostones (Ghana, Volta Basin): a record of microbial activity in a peritidal environment // Comptes rendus. Géoscience. 2007. V. 339, № 3–4. P. 223–239.

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

2026. Выпуск 24. С. 169–170

ВАРИАЦИИ НОРМАТИВНОГО МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ГРАНИЦЕ РИФЕЯ И ВЕНДА НА ЮГО-ВОСТОКЕ ИРКИНЕЕВСКОГО ПОДНЯТИЯ (ПО ДАННЫМ КЕРНОВОГО МАТЕРИАЛА)

Е.М. Ледяева

Томск, Национальный исследовательский Томский государственный университет, LL2804@mail.ru

В юго-восточной части Иркинеевского поднятия (Иркинеево-Чадобецкий авлакоген) в керновом материале на правобережье р. Ангары изучены пограничные отложения рифея – венда чехла Сибирской платформы. В стратиграфическом плане они соответствуют пограничной зоне между рифеем и вендом: брусская свита относится к рифейской системе, нерасчлененные брусско-алешинские отложения, а также алешинская и чистяковская свиты фиксируют переход от рифейских отложений к вендским.

Литология разреза представлена преимущественно аркозовыми и кварцевыми песчаниками, которые накапливались во внутриплитных континентальных обстановках.

В изучаемом разрезе брусская свита представлена зеленовато-серыми песчаниками с мелкозернистой структурой и массивной текстурой. Цемент преимущественно кварцевый, порово-базального типа. Средняя часть разреза брусской свиты сложена серовато-зеленым слоистым алевролитом. Прослеживается субгоризонтальная и волнистая слоистость, мощность слойков от 0.5 до 15.0 см. По всему разрезу отмечаются маломощные (до 10 см) субгоризонтальные прослои и линзы аргиллита серовато-зеленого цвета с пелитовой структурой.

Нерасчлененные отложения брусской и алешинской свит характеризуются преимущественно песчаным составом. Цвет отложений серый с фиолетовым оттенком, структура среднезернистая, слоистая. Слоистость подчеркивается наличием тонких прослоев светло-серого песчаника различных оттенков. Также по всему интервалу наблюдаются прослои темно-красного, бордового и светло-серого с зеленоватым оттенком аргиллита. Мощность таких прослоев варьируется от 1–2 до 20 см.

Алешинская свита сложена светло-серыми и розовато-белыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с массивной текстурой. Как и в отложениях брусской свиты, порово-базальный цемент имеет кварцевый состав. По разрезу отмечаются прослои буро-коричневого слоистого аргиллита.

Разрез чистяковской свиты представлен серыми и бордовыми кварцевыми и аркозовыми мелкозернистыми песчаниками. Выраженную слоистость подчеркивают тонкие переслаивания песчаника с серо-зелеными и коричневыми аргиллитами.

Для оценки вариаций минерального состава рассматриваемых отложений применялась программа Minlith **[1]**, которая позволила на основе данных 21 химического анализа (содержания петрогенных оксидов, определенные рентгенофлуоресцентным методом) получить их нормативный минеральный состав пород.

В каждой из свит были выявлены группы проб, характеризующиеся определенными минералогическими признаками.

Для брусской свиты выделены две группы, резко отличающиеся друг от друга по содержанию глинистых минералов (45 и 18 %). Для первой группы характерно содержание иллита до 52 % и серпентина до 3 %, преобладание плагиоклазов над калиевым полевым шпатом (КПШ) и присутствие гематита. Вторая группа представлена преимущественно аркозами с содержанием кварца до 70 % и КПШ при небольшом количестве плагиоклазов среди обломков. В отличие от первой группы здесь присутствует в цементе доломит (до 8.7 %).

Нерасчлененные отложения брусско-алешинской свиты также разделяются на две группы, но уже по содержанию в породах кварца (90 и 78 %) и калиевых полевых шпатов (0.8 и 3.5 %), что указывает на разную степень рециклирования отложений. Кроме того, для второй группы

установлено содержание гематита до 7.6 %. Отложения данной свиты могут быть охарактеризованы как наиболее зрелые отложения среди всего изученного разреза.

Пробы, отобранные из отложений алешинской свиты, в свою очередь, можно разделить на три группы. Первая характеризуется низким содержанием кварца (40 %) и высоким иллита (до 38 %), апатита, серпентина и гематита. Для песчаников этой группы также одни из самых высоких содержаний полевых шпатов с преобладанием среди них калиевых разностей. Во второй и третьей группе содержания кварца схожи, около 70 %, однако доля калиевых полевых шпатов различается: 16 % против 6 %. Кроме того, для второй группы характерно повышенное содержание апатита (до 2.3 %). Все три группы имеют разное содержание суммы глинистых минералов: 38, 6.7 и 12%.

Для чистяковской свиты выделены три группы проб, контрастирующие по содержанию кварца (65, 39 и 24 %) и калиевых полевых шпатов (5, 25 и 14 %). Вторая группа характеризуется присутствием в минеральном составе кальцита до 0.13 %, а для третьей группы присущи высокие содержания доломита – до 38 %, которые являются максимальными для всей выборки.

В целом, в изученных пограничных отложениях рифея – венда в юго-восточной части Иркинеевского поднятия Сибирской платформы отмечено преобладание иллита над всеми остальными глинистыми минералами, для алешинской и чистяковской свит – резкое преобладание КПШ над плагиоклазами. На основе вариаций содержаний обломков кварца, иллита и полевых шпатов можно отметить, что более древние отложения брусской и алешинской свит являются продуктами рециклинга осадочного материала, а для пород чистяковской свиты типичны осадки первого цикла седиментации, где среди источников сноса преобладали магматические породы с существенным преобладанием калиевых полевых шпатов среди породообразующих минералов.

[1] *Розен О.М., Аббясов А.А*. Программа Minlith для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.

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

2026. Выпуск 24. С. 171–173

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО U-Pb ДАТИРОВАНИЮ ЦИРКОНОВ ИЗ ГАББРОИДОВ МАЖАЛЫКСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА И ВОПРОСЫ ЕГО ГЕНЕЗИСА (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

Ф.П. Леснов[1], А.А. Монгуш[2], Ч.О. Кадыр-оол[2], Ч.К. Ойдуп[2], А.В. Карпов[1], Н.С. Карманов[1], В.В. Хлестов[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, lesnovfp@list.ru
[2] Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН

Изотопное датирование акцессорных цирконов из пород мафит-ультрамафитовых комплексов Pb-U методом относится к числу сравнительно новых направлений их изучения. В настоящем сообщении эти исследования продолжены на примере коллекции цирконов из амфиболового габбро-диорита Мажалыкского массива (Восточная Тува). Он сложен преобладающими габброидами и подчиненными им ультрамафитами. Длительное время массив рассматривался как расслоенный интрузив – прототип одноименного перидотит-пироксенит-габбро-норитового магматического комплекса **[1–4]**. Новые геолого-структурные и минералого-петрографические данные показали, что в строении массива участвуют небольшие протрузивные блоки ультрамафитов, прорывающий их интрузив габброидов, а также различные по количественно-минеральному составу, нередко полосчатые гибридные ультрамафиты и габброиды – продукты взаимодействия мафитового расплава с более ранними ультрамафитами. Имевшиеся ранее единичные определения показали, что возраст первично-магматической роговой обманки из габбро-норита краевой зоны массива составляет 484±2 млн лет (Ar-Ar метод), возраст циркона из жильного габбро-анортозита – 478±1 млн лет (Pb-U метод) **[3, 5]**, а возраст цирконов из ультрамафитов, проанализированных этим же методом, – 608–491 млн лет **[6]**.

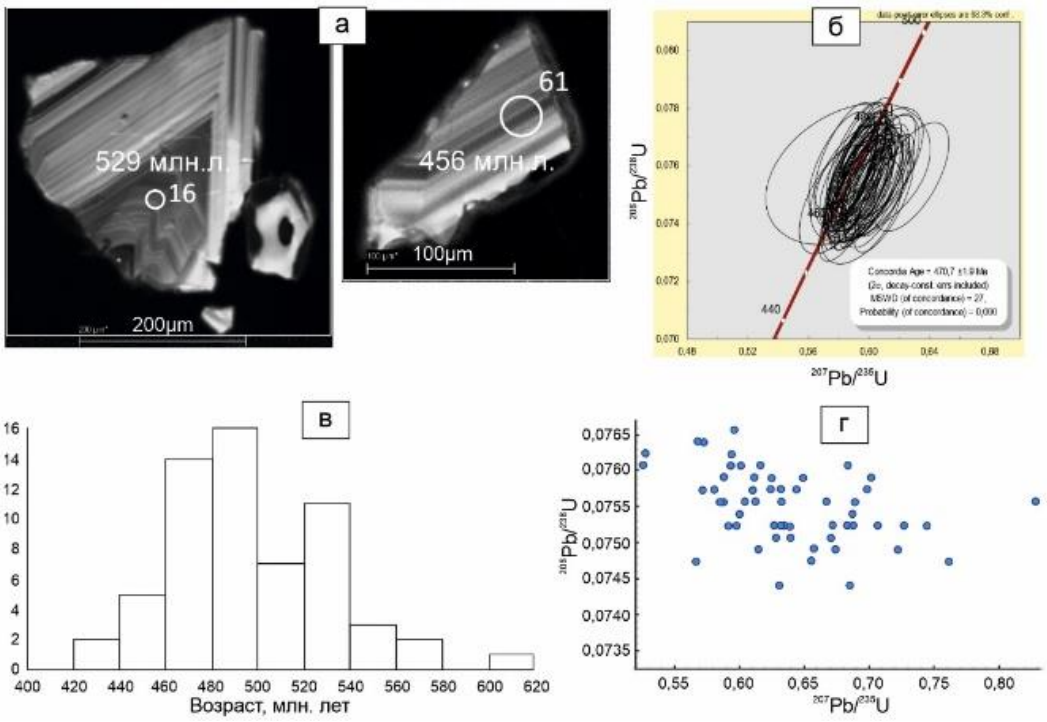
В настоящем сообщении обсуждаются результаты выполненного нами Pb-U изотопного датирования 68 зерен цирконов, выделенных из амфиболового габбро-диорита, проба которого (М25-40) массой 40 кг была отобрана из коренных обнажений на площадке размерами ~30×30 м, расположенной в юго-восточной эндоконтактовой зоне габброидного интрузива, в 30 м от его контакта с вмещающими ороговикованными сланцами (51.014453°, с.ш.; 94.982797°, в.д.). Габбро-диорит сложен преобладающими призматическими зернами слабо измененного плагиоклаза, небольшим количеством ксеноморфных выделений бурого амфибола, а также примесью полностью измененного пироксена (?). Порода обогащена (мас. %) Al_2O_3 (27.12) и CaO (15.7), но обеднена SiO_2 (44.28). Габбро-диорит рассматривается как гибридная порода, материнский расплав которой мог быть образован в процессе приконтактовой контаминации верхнемантийной базальтоидной выплавки веществом сланцев, вмещающих Мажалыкский массив.

Выделенные из пробы зерна циркона представлены обломками короткопризматических кристаллов размером 100–200 мкм. Большинство из них характеризуется очень низкой интенсивностью катодолюминесцентного свечения. В меньшем количестве зерен наблюдалась тонкая осцилляторная зональность, параллельная граням призмы и пирамиды (рисунок, а). Датирование цирконов выполнено Pb-U методом в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН методом LA-ICP-MS на высокоразрешающем масс-спектрометре Element XR (Thermo Fisher Scientific) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite, оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II. Точки измерений в подавляющем большинстве случаев располагались в центральной части зерен.

Согласно результатам выполненных исследований средние значения Pb-U изотопного возраста для всей коллекции зерен циркона варьируются в следующих пределах (млн лет): 613–426 (по параметру $^{207}Pb/^{206}Pb$); 495–445 (по параметру $^{207}Pb/^{235}U$); 475–442 (по параметру $^{207}Pb/^{238}U$). Конкордантный возраст всей коллекции зерен циркона – 470.7±1.9 млн лет (рисунок, б). Гистограмма частот встречаемости, рассчитанная по параметру $^{207}Pb/^{206}Pb$, свидетельствует о том, что распределение значений возраста цирконов близко к нормальному (рисунок, в) Геохимические характеристики цирконов изменяются в следующих пределах: U=59–7519 г/т, среднее значение

– 1076 г/т; Th/U=0.08–1.38, среднее значение – 0.55; ^{206}Pb=4–472 г/т, среднее значение – 70 г/т; D (коэффициент дискордантности) – от –0.1 до 5.2, среднее значение – 1.69.

Тестирование на наличие дискордии, как признака возможного «омоложения» изотопных датировок цирконов вследствие более поздних деформаций, было выполнено по специальной методике **[7]**. Его результаты показали, что цирконы из рассматриваемой коллекции не испытывали существенного влияния поздних деформаций, которые могли привести к систематическому «омоложению» их изотопного возраста (рисунок, г). Некоторый разброс значений изотопных параметров Pb и U, наблюдаемый на рис. б, в, г, вероятно, связан с изотопно-геохимической неоднородностью, присущей индивидуальным кристаллам циркона **[12]**.



Характеристики цирконов из амфиболового габбро-диорита Мажалыкского массива: *а* – катодолюминесцентные изображения представительных обломков кристаллов циркона с осцилляторной зональностью, полученные с применением сканирующего электронного микроскопа LEO 1430 VP; показаны места расположения кратеров от лазерной абляции, номера анализов и значения изотопного возраста, рассчитанные по параметру ^{207}Pb/^{206}Pb; *б* – диаграмма с конкордией для всей коллекции зерен циркона; *в* – гистограмма частот встречаемости значений изотопного возраста для всей коллекции зерен циркона, рассчитанных по параметру ^{207}Pb/^{206}Pb; *г* – диаграмма в координатах ^{207}Pb/^{235}U – ^{206}Pb/^{238}U, построенная по результатам расчетов по методике **[7]**.

Исследованные цирконы рассматриваются нами как акцессорная фаза, сингенетичная с содержащим их габбро-диоритом, очевидно, имеющим гибридную природу. С учетом места отбора пробы для выделения цирконов (эндоконтаковая зона габброидного интрузива), их геохимических характеристик и результатов изотопного датирования предполагается, что конкордантный возраст цирконов (471 млн лет) является репером времени формирования этого интрузива, которым были прорваны фрагменты более ранней протрузии реститогенных ультрамафитов, преобразованных в гибридные верлиты под воздействием габброидного расплава и его флюидов – продуктов частичного плавления верхнемантийного протолита.

По итогам выполненных исследований Мажалыкский массив рассматривается нами в качестве *полигенного* мафит-ультрамафитового комплекса **[6, 8, 9–11]**. Такой вывод согласуется с реакционно-фильтрационной моделью, предполагающей межзерновое просачивание мафитового расплава и его флюидов в процессе по трещинам отдельности в более древние деформированные ультрамафиты, сопровождавшееся реактивной кристаллизацией и формированием гибридных ультрамафитов и габброидов **[13, 14]**.

Работа выполнена в рамках госзаданий № FWZN2026-0003, FWZN-2026-0018, FWZN-2026-0018 и № 122041400171-5 (ИГМ СО РАН), а также № 1023033100464-7-1.5.1 (ТувИКОПР СО РАН).

[1] *Волохов И.М., Иванов В.М., Арнаутов Н.В. и др*. Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола, Тува) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972. С. 130–145.

[2] *Поляков Г.В., Богнибов В.И., Изох А.Э. и др*. Перидотит-пироксенит-габброноритовая формация Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. Новосибирск, 1984. С. 4–57.

[3] *Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э*. Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 9. С. 1074–1091.

[4] *Егорова В.В., Шелепаев Р.А*. Обратная зональность в краевых зонах расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузивов на примере Мажалыкского перидотит-габбрового массива (Тува) // Геосферные исследования. 2020. № 3. С. 17–33.

]5] *Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К. и др*. Возраст и геодинамическая позиция перидотит-пироксенит-анортозит-габбрового мажалыкского комплекса, Восточная Тува // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 656–662.

[6] *Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдуп Ч.К*. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Новосибирск: ГЕО, 2019. 350 с.

[7] *Хлестов В.В., Леснов Ф.П*. Геохронологические этапы деформаций ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье) // Геосферные исследования. 2023. № 2. С. 25–32.

[8] *Леснов Ф.П., Хлестов В.В., Карпов А.В. и др*. Использование U-Pb датировок полихронных цирконов из перидотитов Мажалыкского массива для определения условий его формирования (Южная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (15–19 октября 2024 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2024. Вып. 22. С. 228–231.

[9] *Кадыр-оол Ч.О., Монгуш А.А., Ойдуп Ч.К., Леснов Ф.П*. Новые данные о геологическом строении Мажалыкского ультрамафит-мафитового массива (Тува) // Материалы конференции. Кызыл, 2023. С. 179–186.

[10] *Леснов Ф.П., Ойдуп Ч.К*. О проявлении хризотил-асбестовой минерализации в ультрамафитах Мажалыкского массива и вопросы его генезиса // Современные проблемы минералогии. Сыктывкар, 2020. С. 46–47.

[11] *Монгуш А.А., Кадыр-оол Ч.О., Леснов Ф.П., Ойдуп Ч.К*. Реакционно-фильтрационная модель формирования ультрамафит-мафитового Мажалыкского массива (Тува) в обстановке коллизии // Добрецовские чтения: Наука из первых рук: Материалы III Международной научной конференции, посвященной 90-летию со дня рождения академика Н.Л. Добрецова (16–20 марта 2026 г.). Улан-Удэ, 2026. С. 171–173.

[12] *Леснов Ф.П., Медведев Н.С., Хлестов В.В*. Неравномерность распределения радиогенных изотопов свинца в кристаллах циркона из реститогенных ультрамафитов и вопросы их полихронности // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск: Изд-во Томского университета, 2022. С. 86–95.

[13] *Перцев А.Н., Бельтенёв В.Е*. Реакционные микроструктуры в абиссальных перидотитах на 17°04′–17°10′ с.ш. САХ // Петрология. 2020. Т. 28, № 4. С. 431–445.

[14] *Collier M.L., Kelemen P.B*. The case for reactive crystallization at mid-ocean ridges // Journal of Petrology. 2010. V. 51, № 9. P. 1913–1940.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 174–176

ХРОНОЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ЮГЕ ТУВЫ В ОРДОВИКЕ: РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ПОРОД АДЫРТАШСКОЙ СВИТЫ

Е.Ф. Летникова[1,2], А.В. Иванов[1], Д.Д. Булгакова[1,2], С.И. Школьник[3], К.К. Колесов[1]

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

В северо-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) в центральной части Тувинского сегмента ранее выделен крупный ордовикский палеобассейн, где накопление отложений происходило как в континентальных, так и в прибрежно-морских условиях **[1]**. Накопление этих отложений связывают с формированием шемшудагской серии, в строении которой выделяют дагыршемийскую, аянгатинскую и адырташскую свиты. В строении этих свит присутствуют горизонты валунно-галечных конгломератов, где обломки в основном представлены кварцем и кремнистыми породами. Лишь для адырташской свиты в ряде разрезов на юге Тувы приведена информация о полимиктовом составе обломочной части конгломератов, которая представлена разнообразными магматическими породами.

Данное исследование было направлено на изучение пород адырташской свиты, в междуречье рек Деспен и Холу, которые заполняют систему грабенов на юге Тувинского сегмента ЦАСП. В результате полевых и в дальнейшем петрографических исследований этих отложений установлена их вулканическая природа. В центральной части впадины преобладают вулканиты, туфы и туфопесчаники, в том числе светло-зеленые вулканиты с флюидальной текстурой. Ее южный и северный фланги представлены несколькими горизонтами (мощностью до 150 м) грубообломочных пород, на которых согласно залегают светло-зеленые туфы. В северо-восточной части вулканогенной последовательности на контакте с толщей туфоконгломератов (мощность до 60 м) изучены красноцветные туфогравелиты, прорванные долеритами и контактирующие с покровами миндалекаменных базальтов. Матрикс изученных грубообломочных пород адырташской свиты является кристалло-литокластическим андезитовым туфом, что позволяет их классифицировать как туфоконгломераты.

Наиболее распространенные плутонические породы из обломков туфоконгломератов представлены гранитоидами пониженной и нормальной щелочности – плагиолейкогранитами, плагиогранитами, лейкогранитами и тоналитами. Вулканические породы в составе обломков туфоконгломератов характеризуются более разнообразным количеством петротипов, в которых установлены разности кислого, среднего и основного состава, а также умеренно щелочные породы.

U-Th-Pb геохронологические исследования выполнены для циркона из вулканических пород адырташкской свиты, матрикса и валунов гранитоидов, туфоконгломератов и туфопесчаников. U-Pb геохронологические исследования проводились методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре Thermo Scientific Element XR, ЦКП МИИ ИГМ СО РАН, Новосибирск. Наиболее молодая популяция циркона установлена для матрикса валунных и галечных туфоконгломератов, средневзвешенное значение возраста которых составило 444.0±4.7 млн лет. В этой пробе также наблюдается непрерывная последовательность значений возраста в диапазоне 450–517 млн лет с пиком на 480 млн лет. Присутствуют ксеногенные зерна циркона раннего кембрия (525 и 537 млн лет), неопротерозоя (8 зерен) в интервале 750–830 и единичные зерна палеопротерозоя и неоархея. Это является свидетельством длительной истории развития тектонического блока, в пределах которого происходила вулканическая деятельность. Туфопесчаники по своему составу являются производными риодацитов. Для двух проб, отобранных из центральной и южной части разреза, получены близкие средневзвешенные значения возраста самой молодой популяции, ко-

торые составляют 457 млн лет. Оценка возраста двух валунов гранитоидов из туфоконгломератов на основе датирования зерен циркона с осциляторной зональностью позволила ограничить их возраст на рубеже 455 млн лет. Валун плагиориолита из туфоконгломератов адырташской свиты на основе датирования 20 зерен циркона имеет возраст 462.6±1.8 млн лет. Для светло-зеленых вулканитов с флюидальной текстурой из разреза свиты на основе датирования циркона установлен их возраст – 460.7±3.5 млн лет. Следует отметить, что ксеногенные зерна циркона древнее 465 млн лет, установленные в измеренных пробах вулканических и плутонических пород, образуют несколько возрастных популяций. Наиболее многочисленная группа зерен, отмеченная практически во всех изученных породах вулканического происхождения, представляет собой непрерывный ряд значений возраста от 517 до 470 млн лет. Два зерна имеют раннекембрийский возраст – 537 и 540 млн лет. Вторая группа имеет возрастной диапазон от 752 до 788 млн лет (20 зерен), более древнее неопротерозойское событие имеет возраст 803–809 (3 зерна), 814–827 (5 зерен), 844–854 (4 зерна), 884, 929–937 (2 зерна) млн лет. Единичные зерена имеют палеопротерозойский возраст 1768, 1737, 2080 (два зерна), 2250, 2588, 2757 млн лет.

Проведенное геохимическое изучение гранитов и риодацитов/дацитов из обломочной части туфоконгломератов адырташской свиты показало однотипность их геохимических характеристик. Учитывая близкие оценки возраста интрузивных и эффузивных пород – 457 и 460 млн лет соответственно, можно рассматривать их в составе единой вулканоплутонической серии.

Для двух валунов плагиогранитов из туфоконгломератов адырташской свиты позднего ордовика установлен Nd-модельный возраст, который составил 791 млн лет при εNd +5.6 и 994 млн лет при εNd +8.8, что указывает на гетерогенный состав земной коры при формировании исходных магматических расплавов изученных гранитоидов. Присутствие единичных зерен циркона во многих изученных пробах с неоархейским, палеопротерозойским, неопротерозойским и кембрийским возрастом указывает также на гетерогенное строение доордовикского фундамента и длительную историю его развития.

Установленное в результате проведенных исследований вулканическое событие на юге Тувы является одним из проявлений магматической активности в пределах протяженной зоны растяжения в пределах Алтае-Саянской складчатой области **[2–6]**. Считается, что их формирование происходило под влиянием мантийного плюма – Африканского/Мадагаскарского **[6, 7]** или Сибирского **[8]**. Учитывая, что исследования проводились в едином вулканогенном разрезе адырташской свиты, где цирконы в большинстве изученных проб образуют практически непрерывную последовательность значений возраста от 440 до 517 млн лет, можно говорить о перманентном протекании магмогенерирующих процессов в достаточно длительном интервале времени среднего кембрия и ордовика на этой территории. Преобладание в кембрийских и ордовикских разрезах Тувинского сегмента ЦАСП шельфовых карбонатных пород, риолитов и базальтов, морских и аэральных конгломератов осадочного и вулканогенного происхождения с валунами магматических пород с возрастом от 540 до 780 млн лет, в подчиненном количестве кварцевых рециклированных песчаников **[9–11]** ставит вопрос о возрасте коллизионных процессов на этой территории, так как все вышеперечисленные процессы не могут реализовываться в обстановках сжатия.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, грант 25-17-00040.

[1] *Сенников Н.В*. Ордовик Центральной Тывы: стратиграфия, генезис отложений и обстановки осадконакопления, фаунистические сообщества, ихнокомплексы и палеогеография // Геология и геофизика. 2023. Т. 64, № 7. С. 934–954.

[2] *Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В. и др*. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 177–201.

[3] *Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Крук Н.Н., Тарасюк А.С*. Позднеордовикский вулканизм северной части Алтае-Саянской области и его геодинамическая природа // Доклады РАН. 2019. Т. 485, № 4. С. 457–463.

[4] *Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В. и др*. Возраст камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангилена на основании Ar/Ar и U/Pb датирования // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 8. С. 998–1013.

[5] *Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Прошенкин А.И*. Этапы тектономагматической активизации в зоне сочленения Сибирской платформы и Таннуольско-Хамсаринского сегмента ЦАСП: (по результатам U-Pb изотопных исследований // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 498, № 2. С. 15–120.

[6] *Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Мороз У.А., Никифоров А.В*. Пикродолеритовые дайки бассейна р. Нарын: возраст, состав и положение в геологической истории Юго-Восточной Тувы // Доклады РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 516, № 2. С. 531–542.

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

[8] *Изох А.Э., Поляков Г.В., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Литасов Ю.Д., Гибшер А.А*. Позднеордовикский возраст камптонитов агардагского комплекса Юго-Восточной Тувы // Доклады РАН. 2001. Т. 378, № 6. С. 794–797.

[9] *Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Прошенкин А.И., Бродникова Е.А*. Возраст пород шурмакской свиты по данным U-Pb датирования цирконов методом LA-ICP-MS (Юго-Восточная Тува) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2020. Т. 65, № 4. С. 702–716.

[10] *Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Маслов А.В., Ветрова Н.И*. Фрагмент раннекембрийской континентальной окраины в структуре Тувинского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (терегтигская свита): результаты U-Pb-датирования циркона и Sr-хемостратиграфии. // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512, № 2. С. 165–173.

[11] *Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Летников Ф.А., Колесов К.К., Школьник С.И*. Гранодиориты в валунах туфоконгломератов шурмакской свиты кембрия: свидетельство континентального неопротерозойского магматизма на юге Тувинского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 523, № 1. С. 54–62

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

2026. Выпуск 24. С. 177–179

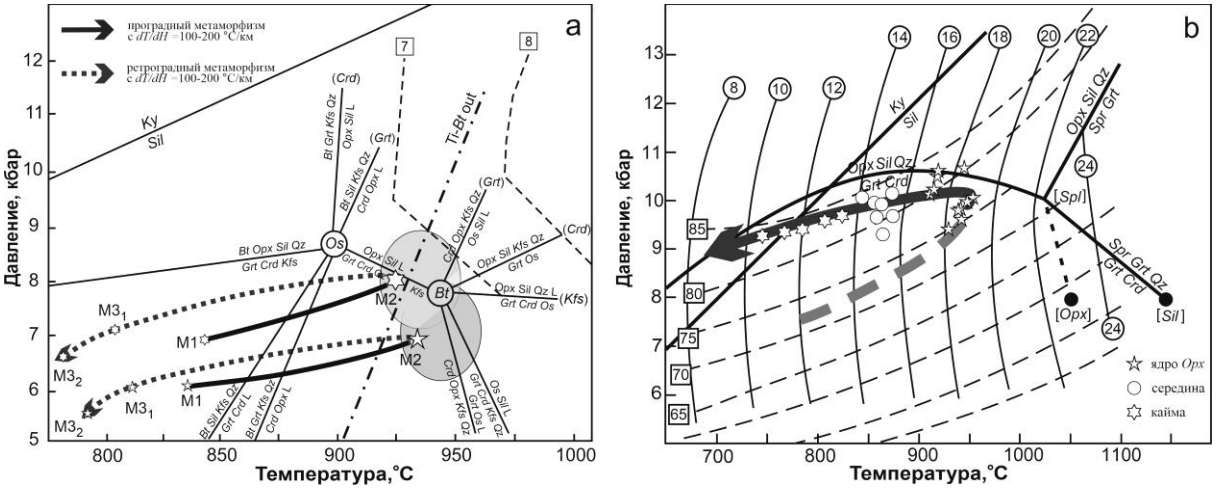
ВОЗРАСТ И МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УЛЬТРАВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ЖЕЛЕЗИСТО-ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГРАНУЛИТОВ АНГАРО-КАНСКОГО БЛОКА И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

И.И. Лиханов[1], А.Д. Ножкин[1], П.С. Козлов[2], А.А. Крылов[1], В.В. Хиллер[2]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, likh@igm.nsc.ru
[2] Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, geoeco2012@yandex.ru

Исследование ультравысокотемпературного (UHT) регионального метаморфизма имеет важное значение для понимания процессов эволюции нижней коры и корово-мантийного взаимодействия. К комплексам UHT метаморфизма относятся породы гранулитовой фации, сформированные в континентальной коре при T=900–1100 °C и P=7–13 кбар **[1]**. UHT метаморфизм определяется по ряду диагностических минеральных ассоциаций: гиперстен+силлиманит±кварц, сапфирин+кварц, шпинель+кварц, гранат+осумилит, гранат+ортопироксен с повышенным содержанием Al_2O_3 **[2]**. Проявления такого типа метаморфизма в региональном масштабе свидетельствуют о наличии в пределах нижней коры аномально разогретых зон, которые обычно не учитываются в современных тектонических и реологических моделях. Появление таких зон вызывает вопросы о природе повышенного теплового потока в нижней коре. В мире известно около 50 UHT метаморфических комплексов, характеризующихся преимущественно магнезиально-глиноземистым составом протолита. В пределах Ангаро-Канского блока Енисейского кряжа (АКБ ЕК) сведения о первой находке проявления метаморфизма с T>900 °C для гранулитов такого состава приведены в **[3]**. Гораздо реже такие проявления встречаются в породах другого химического состава, что повышает интерес к их исследованию **[4, 5]**. Настоящая работа посвящена изучению процессов формирования и эволюции UHT метапелитов железисто-глиноземистого состава, впервые обнаруженных в пределах АКБ ЕК **[6]**.

В строении АКБ ЕК, расположенного в южной части Енисейского кряжа, доминируют породы канского гранулит-гнейсового и енисейского амфиболит-гнейсового метаморфических комплексов **[7]**. В составе канского комплекса были обнаружены проявления UHT гранулитового метаморфизма метапелитов железисто-глиноземистого состава, сложенных гранат-гиперстен-силлиманит-кордиерит-плагиоклаз-биотит-шпинель-кварц-калишпатовой ассоциацией. Петрохимические особенности пород, одновременно обогащенных железом (Fe_2O_3 до 20 мас. %) и глиноземом (Al_2O_3 до 28 мас. %), позволяют сопоставить их с железисто-глиноземистыми метапелитами тейской и гаревской серий Северо-Енисейского кряжа **[8, 9]**.



(*а*) – P-T-t тренды UHT гранулитов Южно-Енисейского кряжа и (*б*) – Анабарского щита с движением «против часовой стрелки». Затемненные эллипсы – область PT-параметров UHT метаморфизма с учетом средних значений P и T по разным геотермобарометрам.

По микротекстурным и химическим особенностям минералов парагнейсов канского комплекса выделены три стадии развития минеральных ассоциаций: (М1) допиковая проградная, представленная реликтовыми включениями зерен шпинели, плагиоклаза, кордиерита и низкоглиноземистого (3.6–4.4 мас. %) ортопироксена (820–900 °С/5.5–7.0 кбар), (М2) кульминационная UHT с устойчивостью крупнозернистых зерен граната, кордиерита, силлиманита и высокоглиноземистого (6.3–6.5 мас. %) ортопироксена (920–1000 °С/7–9 кбар) и (М3) постпиковая регрессивная, контролируемая формированием мелкозернистых ориентированных кордиерит-гиперстеновых симплектитов с промежуточным содержанием Al_2O_3 (4.2–4.9 мас. %) в ортопироксене (770–900 °С/5.5–7.5 кбар).

Наблюдаемая общая эволюция PT-параметров метаморфизма с движением «против часовой стрелки» при высоком геотермическом градиенте (dT/dP=100–200 °С/кбар) (рисунок, а) свидетельствует об образовании и развитии парагенезисов UHT метаморфизма при начальном существенном прогреве с последующим субизобарическим остыванием до достижения «нормальной» коровой термальной структуры, что указывает на их формирование в тектонической обстановке внутриплитного растяжения, сопровождаемого андерплейтингом базитовых расплавов **[10, 11]**. В качестве источников таких магм рассматриваются одновозрастные (~1750 млн лет) гигантские радиальные дайковые рои, вызванные предполагаемой активностью Тимптонского мантийного плюма в составе Транссибирской крупной магматической провинции **[12]**. Рассчитанные значения температур хорошо согласуются с условиями формирования UHT гранулитов сапфиринсодержащих гранулитов Анабарского щита (рисунок, б) **[13]** и АКБ ЕК **[14]**.

Новый синхронный возраст UHT метаморфизма парагнейсов (1744±26 млн лет; in situ CHIME методом по биминеральной изохроне монацит-циркон) с активизацией других эндогенных событий в регионе, связанных с процессами рифтогенеза, подтверждает представления о двух этапах проявления гранулитового метаморфизма в истории формирования канского комплекса, связанных с различными тектоническими процессами **[15]**. Палеопротерозойские пики – 1.90 и 1.75 млрд лет проявлений гранулитового метаморфизма характерны для Алдано-Станового, Анабарского и Байкальского выступов фундамента Сибирского кратона, сложенных высокоградными метаморфическими породами. Для этих пород, отличающихся развитием UHT парагенезисов, так же как на АКБ, имели место термальная перестройка минералов и метаморфические преобразования в условиях гранулитовой фации 1.75 млрд лет назад. Синхронная последовательность тектонотермальных событий, выявленная по периферии указанных крупных докембрийских кратонов, указывает на их территориальную близость в широком диапазоне времени, что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями протерозойского суперконтинента Нуна **[16]**.

Работа выполнена за счет средств гранта РНФ (проект № 21-77-20018-П).

[1] *Harley S.L.* Refining the P-T records of UHT crustal metamorphism // Journal of Metamorphic Geology. 2008. V. 26. P. 125–154.

[2] *Kelsey D.E., Hand M.* On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings // Geoscience Frontiers. 2015. V. 6. P. 311–356.

[3] *Perchuk L.L., Gerya T., Nozhkin A.* Petrology and retrograde P-T path in granulites of the Kanskaya Formation, Yenisey Range, Eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology. 1989. V. 7. P. 599–617.

[4] *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.

[5] *Likhanov I.I.* Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence // Geosciences (Switzerland). 2022. V. 12, № 11. 402.

[6] *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.

[7] *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.

[8] *Лиханов И.И*. Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский кряж) // Петрология. 2023. Т. 31, № 1. С. 49–80.

[9] *Likhanov I.I., Reverdatto V.V.* Precambrian Fe- and Al-rich pelites from the Yenisey Ridge, Siberia: geochemical signatures for protolith origin and evolution during metamorphism // International Geology Review. 2008. V. 50, № 7. P. 597–623.

[10] *Лиханов И.И.* Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28, № 1. С. 4–22.

[11] *Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В*. P-T-t реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика. 2015. Т. 35, № 6. С. 1031–1056.

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

[13] *Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Савко К.А., Крылов А.А., Серов П.А*. Сапфиринсодержащие гранулиты Анабарского щита // Геохимия. 2019. Т. 64, № 5. С. 486–502.

[14] *Сухоруков В.П., Гладкочуб Д.П., Туркина О.М*. Первая находка сапфирина в гранулитах Ангаро-Канского блока: свидетельство ультравысокотемпературного метаморфизма на юго-западе Сибирского кратона // Доклады РАН. 2018. Т. 479, № 5. С. 546–550.

[14] *Туркина О.М., Бибикова Е.В., Ножкин А.Д*. Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона // Доклады РАН. 2003. Т. 388, № 6. С. 779–783.

[16] *Evans D.A.D., Mitchell R.N.* Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic supercontinent Nuna // Geology. 2011. V. 39, № 5. P. 443–446.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 180–182

ВОЗРАСТ И ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗМА ПРИРАЗЛОМНЫХ ТЕКТОНИТОВ СРЕДНЯНСКОЙ АМФИБОЛИТ-ГНЕЙСОВОЙ ТОЛЩИ В ПРИЕНИСЕЙСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЕ (ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

И.И. Лиханов[1], П.С. Козлов[2], Е.Б. Сальникова[3], А.А. Крылов[1]

[1] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, likh@igm.nsc.ru
[2] Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, geoeco2012@yandex.ru
[3] Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия, e.b.salnikova@ipgg.ru

Докембрийские аккреционно-коллизионные комплексы на окраинах древних кратонов несут важную информацию о характере их геодинамической эволюции. Примером такого региона в западном обрамлении Сибирского кратона является Енисейский кряж, сложенный осадочно-метаморфическими и магматическими образованиями от неоархея до эдиакария включительно. Современный тектонический облик этого орогена определяют Ишимбинско-Татарская шовная (ИТШЗ) и Приенисейская (ПРСЗ) региональная сдвиговые зоны простирания, сложенные разновозрастными орто- и парабластомилонитами неопротерозоя – тектонопетрологическими индикаторами, синхронными по времени с глобальными геодинамическими событиями в зоне конвергенции **[1]**.

Объект исследования – южная часть ПРСЗ – крупнейшей деформационно-метаморфической линеаментной структуры региона протяженностью около 700 км. Она разделяет Центральный (Северо-Енисейский кряж) и Ангаро-Канский (Южно-Енисейский кряж) кратонные блоки с Исаковским и Предивинским островодужными террейнами – структурными элементами Саяно-Енисейского аккреционно-коллизионного пояса **[2]**. Все тектонические блоки и террейны разделены региональными разломами преимущественно северо-западного простирания с субвертикальным падением. Докембрийская история геологического развития южного и северо-енисейского сегментов указывает на их синхронное развитие в составе единой структуры в широком диапазоне времени – 1385–600 млн лет **[3, 4]**. Заключительные импульсы динамометаморфических структурно-вещественных преобразований (615–600 млн лет) связаны с аккрецией островодужных террейнов к западной окраине Сибирского кратона и маркируют время завершающего этапа неопротерозойской эволюции Енисейского кряжа. При этом зональность и В-СВ вергентность коллизионного метаморфизма были петрологически установлены только в зоне коллизии Исаковского террейна **[5, 6]**. В этой работе приведены новые геохронологические и петрологические данные по PT-параметрам прогрессивной зональности неопротерозойского коллизионного метаморфизма и вергентности деформационных преобразований метапород среднянской толщи енисейской серии палеопротерозоя в зоне коллизии Предивинского террейна с Ангаро-Канским блоком. Полученные сведения представляются актуальными для корреляции особенностей развития мезонеопротерозойских комплексов Енисейского кряжа с геологическими процессами глобального масштаба.

На основании парагенетического анализа и геотермобарометрии пород среднянской амфиболит-гнейсовой толщи палеопротерозоя установлены две зоны коллизионного метаморфизма (КМ) со следующими PT-параметрами: фронтальная P=8.5–9.9 кбар/652–662 °C и промежуточная P=6.6–7.0 кбар/614–632 °C, а также внешняя зона – P=3.9–4.5 кбар/623–654 °C регионального метаморфизма (РМ). Зоны КМ отвечают PT-условиям верхов амфиболитовой фации, внешняя – эпидот-амфиболитовой фации. Наложение метаморфизма более высокобарического этапа доказывается парагенезисами и прогрессивной зональностью гранатов с ростом содержания гроссулярового и уменьшением спессартинового компонента синхронно со слабыми вариациями других миналов **[7–9]**.

Анализ тектоники, PT-условий и последовательности минералообразования во фронте Предивинского надвига показывает усиление степени коллизионного метаморфизма в направлении на ЮЗ – к Предивинскому террейну. Данные оценки превышают PT-условия регионального метаморфизма вулканогенно-осадочных пород опорных участков Рыбинско-Панимбинского

вулканического пояса в центральной части Северо-Енисейского кряжа **[10]** и кианит-силлиманитового метаморфизма тейского комплекса в ИТШЗ **[11–13]**. Они коррелируют с PT-параметрами формирования пород Татарского участка ИТШЗ и тектонитов, подвергшихся интенсивным деформациям в пределах ПРСЗ Северо-Енисейского кряжа **[5, 14]** и Ангаро-Канского блока **[15]**. Изотопный возраст (U-Pb, ID TIMS) метаморфогенного титанита из гранат-амфибол-биотитовых гнейсов синколлизионного метаморфизма составляет 679±6 млн лет, что коррелирует с временем образования рудоносных (P-Ta-Nb) карбонатитов линейного типа в ИТШЗ (Sm-Nd, 672 млн лет) Татарского месторождения (Северо-Енисейский кряж) **[16]**. Эти значения близки к возрастному интервалу 700–730 млн лет образования биотитовых гнейсов, залегающих вблизи от Приенисейского разлома ПРСЗ **[17]**.

Геологические, петролого-геохимические и изотопно-геохронологические результаты по докембрийским комплексам на западе Южно-Енисейского кряжа позволяют сделать вывод о двух этапах тектонометаморфических событий в зоне коллизии на западной окраине СК в интервалах времени 730–680 и 610–600 млн лет назад соответственно. Процессы В-СВ вергентности в среднем криогении (730–680 млн лет) отнесены к раннему этапу зонального КМ (фронтальная и промежуточная зоны) PT-условий амфиболитовой фации пород енисейской серии. Этот импульс неопротерозойской тектонической активности на западной окраине Сибирского кратона коррелирует с поздней фазой постгренвильских коллизионно-аккреционных процессов вальгальского тектогенеза, с которыми связано становление суперконтинента Родиния **[18]**. В позднем эдиакарии в зоне аккреции в надсубдукционной обстановке субсинхронно с терригенным осадконакоплением проявился импульс риолитового вулканизма из юдинской островодужной толщи Предивинского террейна (640–620 млн лет) **[19]**. Второй этап КМ завершился около 610–600 млн лет назад на рубеже поздний криогений – ранний эдиакарий. Он был связан с возобновлением тектонического скучивания и коллизионного метаморфизма толщ со стороны Предивинского террейна с преобразованием островодужных и офиолитовых комплексов и, вторично, метакомплексов палеопротерозоя в PT-условиях эпидот-амфиболитовой – амфиболитовой фаций. В целом, особенности полиметаморфизма и геохронологии на севере Саяно-Енисейского аккреционного пояса на рубеже средний криогений – ранний эдиакарий связываются с аккреционно-коллизионными событиями и орогенезом на западной окраине Сибирского кратона. При этом возраст титанита из метапород среднянской амфиболит-гнейсовой толщи ПРСЗ трактуется как продолжение коллизии, начатой 730–700 млн лет назад. Ее длительность оценивается в диапазоне 730–600 млн лет на завершающей стадии закрытия ранней ветви Палеоазиатского океана, формирования Северо-Енисейского орогена и континентальной коры Сибирского кратона.

Работа выполнена за счет средств гранта РНФ (проект № 21-77-20018-П).

[1] *Козлов П.С., Лиханов И.И.* Геология докембрийских комплексов Северо-Енисейского кряжа. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2024. 328 с.

[2] *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Савко К.А*. Палеопротерозойские вулканогенно-осадочные толщи Енисейского метаморфического комплекса на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок): расчленение, состав, U-Pb возраст цирконов // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 10. С. 1384–1406.

[3] *Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В*. P-T-t реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика. 2015. Т. 35, № 6. С. 1031–1056.

[4] *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А*. Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. Т. 52, № 1. С. 28–51.

[5] *Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С*. Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // Геотектоника. 2021. Т. 55, № 1. С. 41–65.

[6] *Полянский О.П., Лиханов И.И., Бабичев А.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Свердлова В.Г*. Тектониты Приенисейской сдвиговой зоны (Енисейский кряж): свидетельства и термомеханическая численная модель генерации сверхлитостатического давления // Петрология. 2024. Т. 32, № 1. С. 19–45.

[7] *Лиханов И.И*. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28, № 1. С. 4–22.

[8] *Likhanov I.I*. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Geological Society of London Special Publication. 2019. V. 478. P. 89–115.

[9] *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.

[10] *Козлов П.С., Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Ревердатто В.В., Ронкин Ю.Л., Крылов А.А*. Мезопротерозойский пикрит-пикробазальтовый вулканизм Ишимбинско-Татарской шовной зоны: петрогеохимия, метаморфизм пород, Rb-Sr и ^{147}Sm-^{144}Nd ID-TIMS систематика // Петрология. 2026. Т. 34, № 1. С. 45–69.

[11] *Likhanov I.I*. Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence // Geosciences (Switzerland). 2022. V. 12, № 11. 402.

[12] *Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В*. Коллизионный метаморфизм докембрийских комплексов в заангарской части Енисейского кряжа // Петрология. 2008. Т. 16, № 2. С. 148–173.

[13] *Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В*. Кианит-силлиманитовый метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1335–1356.

[14] *Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д*. Возраст бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны как свидетельство вендских аккреционно-коллизионных событий на западной окраине Сибирского кратона // Доклады РАН. 2013. Т. 450, № 2. С. 199–203.

[15] *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.

[16] *Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н*. Вещественный состав и возраст Пенченгинского линейного комплекса карбонатитов Енисейского кряжа // Петрология. 2003. Т. 11, № 2. С. 145–163

[17] *Сухоруков В.П., Туркина О.М*. Метаосадочные породы Енисейской серии: U-Pb возраст циркона и монацита, условия метаморфизма и происхождение протолитов // Геология и геофизика. 2025. Т. 66, № 12. С. 1577–1595.

[18] *Лиханов И.И*. Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский кряж) // Петрология. 2023. Т. 31, № 1. С. 49–80.

[19] *Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю*. 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.

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

2026. Выпуск 24. С. 183–185

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕ- И СРЕДНЕДЕВОНСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА КАК ОБОСНОВАНИЕ ВРЕМЕНИ ПРИОБРЕТЕНИЯ НАМАГНИЧЕННОСТИ

М.Е. Лузан, Д.В. Метелкин, Е.В. Виноградов, А.А. Елисеев

Новосибирск, Новосибирский государственный университет, m.luzan@g.nsu.ru
Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, metelkindv@ipgg.sbras.ru

Сегодня публикуется все больше научных работ, фиксирующих «аномальное» состояние геомагнитного поля в девонском периоде. Утверждается, что структура поля могла быть сложнее, чем принимается в стандартной модели центрального осевого диполя (ЦОД) **[1–3]**. В нашем недавнем исследовании коллекции ранне- и среднедевонских пород Минусинского прогиба Алтае-Саянской складчатой области также показано вероятное несоответствие зафиксированного палеомагнитного сигнала модели ЦОД **[4]**. Текущая работа направлена на доказательство первичной природы этого сигнала и уточнение времени приобретения намагниченности.

Объектом исследования являются покровы или отдельные потоки базальтов и андезибазальтов, объединяемые вместе с вулканомиктовыми терригенными породами в быскарскую серию, и ассоциирующие с ними субвулканические интрузии, преимущественно силлы, того же состава. Большой объем Rb/Sr, K/Ar, Ar/Ar и U/Pb данных указывает на диапазон магматической активности, связанной с формированием быскарской серии и интрузий, от 408 до 364 млн лет с главным пиком магматизма в интервале 405–386 млн лет (эмс-эйфель) **[5]**. Каждая точка опробования представляет собой отдельное магматическое тело: силл, покров или поток. Изученная коллекция включает в себя 508 образцов (49 точек опробования).

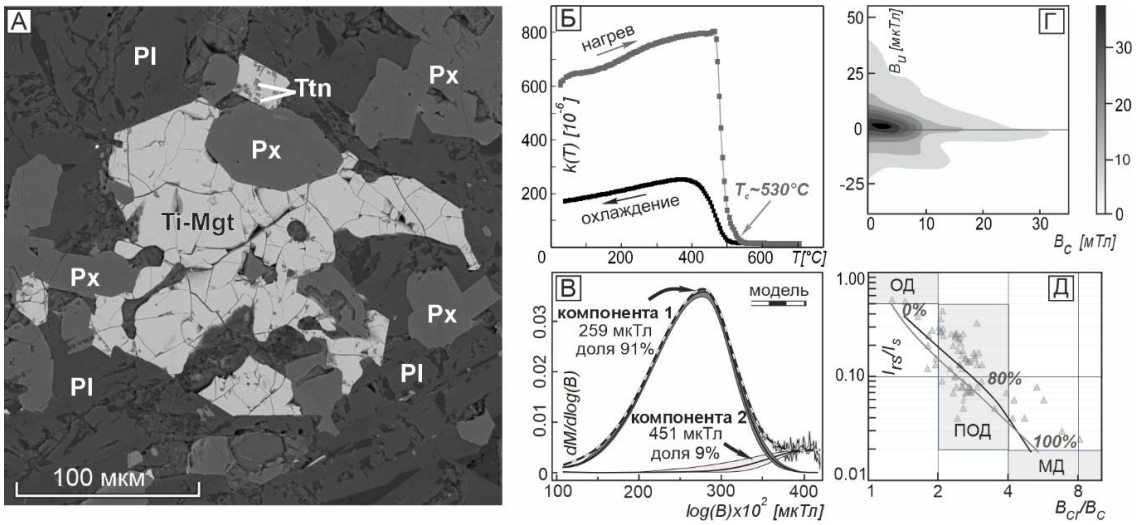
Сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) показывает, что наблюдаемая в шлифах магнитная фракция представлена преимущественно титаномагнетитом. Кристаллы титаномагнетита часто с включениями силикатных зерен, что указывает на формирование магнитной фракции непосредственно в магматическом расплаве. Их преобладающая скелетная форма говорит о быстрой скорости кристаллизации и, соответственно, узком диапазоне приобретения намагниченности. Количество Ti в изученных зернах варьируется от 18.18 до 26.22 мас. %; атомная доля ульвошпинелевого минала (x) соответственно равна 0.56–0.74. Встречаются признаки однофазного окисления – маленькие трещины субмикронного размера, не привязанные к кристаллографическим плоскостям, ориентированные в разных направлениях (рисунок, а). Редко, в отдельных шлифах, встречаются признаки гетерофазного окисления (распада) – единичные ламели ильменита, «бахрома» титанита по периферии зерен. Магнетит, как один из продуктов распада, глазом не различим, вероятно, он имеет очень маленькие размеры и не регистрируется микрозондом.

Данные температурной зависимости магнитной восприимчивости *k(T)* хорошо согласуются с результатами СЭМ – в половине образцов также титаномагнетит является единственной магнитной фазой (рисунок, б). В зависимости от степени его железистости температура Кюри варьируется от 380–450 °C (низкожелезистый) до 460–560 °C (высокожелезистый). Четверть образцов, помимо титаномагнетита, содержит в себе также магнетит (T_c~580 °C), еще четверть – гематит (T_c~680 °C).

Анализ спектров коэрцитивности по кривым приобретения остаточной намагниченности насыщения (IRM) указывает на многокомпонентный состав магнитной фракции в образцах – выделяется две, реже три компоненты намагниченности. Компонента 1 отмечается во всех образцах и имеет относительно высокие значения коэрцитивности (B_h): 259–270 мкТл, ее доля составляет 73–97 %. Компонента 2 также выделяется во всех образцах (B_h 338–452 мкТл), а ее вклад составляет 3–7 % в образцах (рисунок, в). Компонента 3 встречается крайне редко: B_h 229–237 мкТл, доля порядка 20 %. В совокупности с результатами СЭМ и анализом кривых *k(T)* компонента 1 интерпретируется как титаномагнетит относительно низкой степени железистости, а компо-

ненты 2 и 3 – как более высокожелезистый титаномагнетит (до магнетита) соответственно. Согласно спектру деблокирующих температур ($T_{дб}$), намагниченность в основном также связана с титаномагнетитом ($T_{дб}$~380–560 °C) или магнетитом ($T_{дб}$~580 °C).

На диаграммах FORC образцы показывают «треугольное» распределение плотности: выраженный пик вдоль оси B_c (коэрцитивность) и не менее яркая плотность вдоль оси B_u (поле взаимодействия) (рисунок, г). Это может указывать на смесь одно- и многодоменных зерен в образцах, что на диаграмме Дэя-Данлопа подтверждается локализацией точек в области псевдооднодоменных зерен (рисунок, д). Интерпретировать это можно как многодоменный первичный титаномагнетит и однодоменные продукты его распада (высокожелезистый титаномагнетит или магнетит).



Результаты петрографических и петромагнитных наблюдений для типичного, репрезентативого образца (21sh036) из девонского долеритового силла Минусинского прогиба: (*а*) – снимок со сканирующего электронного микроскопа, где Ti-Mgt – титаномагнетит, Px – пироксен, Pl – плагиоклаз, Ttn – титанит; (*б*) – данные температурной зависимости магнитной восприимчивости *k(T)*; (*в*) – компонентный анализ изотермической остаточной намагниченности; (*г*) – диаграмма FORC; (*д*) – диаграмма Дэя-Данлопа: **[10, 11]** экспериментальная (черная) и теоретическая (светлая) кривые перехода от однодоменного (ОД) к многодоменному (МД) состоянию для магнетита с условным содержанием МД компоненты в процентах; ПОД – псевдооднодоменные зерна.

Таким образом, прямыми наблюдениями со сканирующего электронного микроскопа и косвенными данными петромагнитных экспериментов доказано, что именно титаномагнетит разной степени железистости является основным носителем палеомагнитного сигнала в девонских долеритах и андезибазальтах Минусинского прогиба. Рассчитанная степень однофазного окисления для зерен титаномагнетита не превышает 0.2 по **[6]**. В таком случае, согласно экспериментальным данным **[7]**, однофазное окисление на сохранность первичного палеомагнитного сигнала повлиять не могло и сигнал мы считаем первичным, соответствующим времени формирования породы (408–364 млн лет). Что касается гетерофазного распада и его продуктов (магнетита или высокожелезистого титаномагнетита), то он возможен непосредственно в процессе остывания изверженных и гипабиссальных пород **[8, 9]**. Гематит, обнаруженный в ходе экспериментов *k(T)*, безусловно является вторичным продуктом, однако окисление магматических тел, как и в случае распада, также часто происходит близко к моменту их формирования. Доказательством этого служит близкое положение на стереограммах палеомагнитных направлений, связанных с титаномагнетитом и гематитом. Тогда вторичная химическая намагниченность, фиксируемая продуктами распада и окисления, по времени формирования фактически не отличима от момента приобретения первичной термоостаточной намагниченности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект 25-17-00040).

[1] *Шацилло А.В., Павлов В.Э.* Систематика палеомагнитных направлений раннего – среднего девона Минусинских впадин: новые данные и старые проблемы // Физика Земли. 2019. № 3. С. 97–116.

[2] *Van der Boon A., Biggin A.J., Thallner D., Hounslow M.W., Bono R., Nawrocki J. et al.* A persistent non-uniformitarian paleomagnetic field in the Devonian? // Earth-Science Reviews. 2022. V. 231. P. 104073.

[3] *De Boer R.A., De Groot L.V., Dekkers M.J., Königshof P., van der Boon A*. A missing palaeomagnetic signal in Middle Devonian pillow lavas // Geophysical Journal International. 2025. V. 242. ggaf151.
[4] *Метелкин Д.В., Лузан М.Е., Лавренчук А.В. и др*. Свидетельство вклада недипольных источников в геомагнитное поле девона по результатам анализа палеомагнитных направлений в породах Минусинского прогиба (Южная Сибирь) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 525, № 2. С. 217–226.
[5] *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.
[6] *Ozima M., Sakamoto N*. Magnetic properties of synthesized titanomaghemite // Journal of Geophysical Research. 1971. V. 76. P. 7035–7046.
[7] *Максимочкин В.И., Грачев Р.А., Целебровский А.Н*. Влияние однофазного окисления титаномагнетита в базальтах на определение величины и направления древнего магнитного поля // Физика Земли. 2022. № 2. С. 73–87.
[8] *Нагата Т*. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 348 с.
[9] *Печерский Д.М., Диденко А.Н*. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
[10] *Day R., Fuller M., Schmidt V.A*. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 13, № 4. P. 260–267.
[11] *Dunlop D.J*. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c): 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 107. EPM 4-1–EPM 4-22.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 186–187

СТРУКТУРА МРАМОРНОЙ ТОЛЩИ В ЗОНЕ ЗУНДУК

А.М. Мазукабзов, Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская

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

Зона Зундук Ольхонского композитного террейна прослеживается узкой полосой вдоль северо-западного побережья Малого Моря. Ее северо-западный фланг примыкает к коллизионному шву, а юго-восточный – перекрыт водами Малого Моря и, вероятно, контактирует с образованиями Чернорудской зоны **[1]**. Геологические исследования в пределах зоны Зундук ведутся давно **[2]**, и они дают представления о возрасте, составе пород, структуре, метаморфизме и геодинамических условиях их формирования. Сумма накопленных данных позволяет рассматривать зону Зундук как композитный террейн, в котором мраморный комплекс занимает ключевое положение при расшифровке последовательности объединения разновозрастных комплексов. Основанием для этого вывода являются данные о возрасте детритовых цирконов из прослоев биотитовых сланцев в мраморах 563±3 млн лет **[2]**.

Мраморный комплекс имеет тектонический контакт с амфиболит-гнейсовым комплексом. Он представлен доломитовыми и кальцит-доломитовыми мраморами с подчиненным количеством кальцифиров. В большей своей части мраморы характеризуются массивным сложением, что, естественно, затрудняет обнаружение складчатых деформаций. Однако на участках с элементами полосчатых текстур удалось собрать информацию для расшифровки складчатой структуры **[3]**. Так, на хребтах правобережья р. Зундук в полосчатых мраморах наблюдается система мелких сжатых складок (до 2 м), осевые плоскости которых имеют тенденцию к запрокидыванию на северо-запад. Шарниры складок погружаются на юго-запад (220–230°, угол 20–30°). Здесь же наблюдаются комбинации структур в породах с разной вякостью от простых изгибов до сжатых асимметричных складок. В пределах этого участка при детальном изучении складок не наблюдались признаки наложения. Это позволяет сделать вывод, что в мраморной толще проявился один деформационный этап.

Первые сведения о наличии крупных складок в мраморах были отмечены В.С. Федоровским при обследовании территории на вертолете. Он представил их в виде серии сжатых складок с вертикальными шарнирами, без проведения детальных структурных исследований. В настоящее время фрагмент этой крупной складки можно наблюдать на космоснимке, который охватывает левый крутой склон руч. Хужир (широкий конус выноса юго-западнее мыса Хужир). На снимке видно, что большая часть склона закрыта мелкой щебенкой мраморов, среди которых наблюдаются скальные выходы полосчатых амфиболиты. По этим выходам восстанавливается замок сжатой антиклинальной складки. Видимая амплитуда складки достигает 300 м, а ширина – 250. Массивные мраморы венчают замок этой складки. Замеры полосчатости в амфиболитах подтвердили антиклинальную морфологию структуры. Крылья складки имеют крутые углы падения от 60 до 80°. На крыльях отмечаются малые структурные формы в виде S-образных изгибов полосчатости. По морфолого-кинематическим признакам антиклиналь соответствует концентрической форме среди складок продольного изгиба **[4]**. Стереогеометрический анализ показал, что осевая плоскость складки субвертикальна с северо-восточным простиранием 46° и шарнир ее погружается в этом же направлении под углом 51°. Замковая часть складки трассируется по выходам амфиболитов, которые вскрываются под мраморами в эрозионных окнах в северо-восточном направлении на 6 км и перекрывается береговыми кайнозойскими осадками.

К северу от рассмотренной антиклинали по замерам полосчатости в мраморах картируются элементы крупной синклинали с вертикальной осевой плоскостью. Шарнир складки погружается в северо-восточном направлении под углом 27°. Складка прослеживается до р. Зундук и имеет протяженность до 8 км. Продолжение ее на левобережье р. Зундук проследить не удалось.

Таким образом, в результате целенаправленных исследований удалось расшифровать структуру мраморной толщи, для которой свойственны не только малые складчатые формы, но и крупные. Объединенные структурно-вещественные данные позволяют мраморный комплекс

выделять как самостоятельный террейн, который был совмещен с неопротерозойскими структурами.

[1] *Федоровский В.С., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П, Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е., Добрецов Н.Л., Котов А.Б., Тевелев Арк.В.* Коллизионная система Западного Прибайкалья: Аэрокосмическая геологическая карта Ольхонского региона (Байкал, Россия) // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 3. С. 447–452.

[2] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Ефремова У.С., Лавренчук А.В., Демонтерова Е.И*. Доколлизионная история Ольхонского террейна: возраст и условия формирования пород комплекса Ольхон // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (15–19 октября 2024 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2024. Вып. 22. С. 100–103.

[3] *Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Лавренчук А.В.* Структура тектонической зоны Зундук Ольхонского композитного террейна (Западное Прибайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции (14–18 октября 2025 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2025. Вып. 23. С. 176–177.

[4] *Казаков А.Н.* Деформации и наложенная складчатость в метаморфическах комплексах. Л.: Наука, 1976, 237 с.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 188–190

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ ЧУЙСКО-НЕЧЕРСКОГО КОМПЛЕКСА НА НЕЧЕРСКОМ И ТОНОДСКОМ ПОДНЯТИЯХ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

**Л.Б. Макарьев, В.А. Артебякина, С.А. Анисимова,
М.Н. Щенников, Н.В. Родионов**

Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, viktoriacalina76@yandex.ru

Излагаемые результаты исследований гранитоидов чуйско-нечерского комплекса получены в рамках проведенного ФГБУ «Институт Карпинского» на территориях Тонодского и Нечерского поднятий геологического доизучения и подготовки к изданию комплектов Госгеолкарт-200/2 листов O-49-XII (зим. Саталлах) и O-50-XVI (Бульбухта).

Тонодское и Нечерское поднятия входят в состав краевой Байкало-Патомской складчато-надвиговой системы и представляют собой горст-антиклинальные выступы раннепротерозойского (карельского) гранит-метаморфического основания среди рифейских отложений Прибайкальско-Патомского перикратонного прогиба. В геологическом строении поднятий основную площадь занимают позднекарельские гранитоиды чуйско-нечерского комплекса, который ранее считался «чуйско-кодарским» **[1]**. Позднее были выделены самостоятельные комплексы – кодарский на Алданском щите и чуйско-нечерский на дорифейских поднятиях Байкало-Патомской складчато-надвиговой системы **[2]**. Известные на Тонодском и Нечерском поднятиях массивы позднекарельского чуйско-нечерского комплекса близки по строению, сложены преимущественно порфировидными гранитами и лейкогранитами и вмещаются однообразными нижнекарельскими углеродистыми песчано-сланцевыми отложениями. В радиогеохимическом отношении порфировидные граниты отличаются торий-урановой, а лейкократовые граниты – существенно урановой специализацией. В целом, для гранитоидов чуйско-нечерского комплекса характерна выраженная рудоносность (уран, олово, вольфрам, молибден, редкие металлы и редкоземельные элементы), сформированная в течение позднекарельского этапа карельской минерагенической эпохи, а особый практический интерес представляет развитое в них урановое оруденение **[3]**.

Тонодское поднятие. На Тонодском поднятии развиты гранитоиды только чуйско-нечерского комплекса, образующие серию массивов (Кевактинский, Амандракский, Когальский и др.). Для Кевактинского (Большепатомского) массива, охватывающего всю центральную часть поднятия, характерно широкое развитие грейзеновых и жильно-кварцевых проявлений олова (с вольфрамом) в порфировидных гранитах главной фазы и отчасти вмещающих породах, формирующих рудные поля (Серебристое и др.) и отдельные потенциальные оловорудные узлы. В юго-западной части массива более сложного фациального строения выделяется Туюканский урановорудный узел, включающий известное Туюканское месторождение (рудное поле) с жильно-штокверковым оруденением урановой березитовой формации в эндоконтактовых лейкогранитах. Спецификой Тонодского поднятия, в сравнении с Нечерским, является более широкое развитие вмещающих нижнекарельских углеродистых отложений и их выраженная золотоносность с формированием промышленных месторождений (Чертово Корыто и др.) с оруденением черносланцевого типа **[3]**.

Нечерское поднятие. Характеризуется более длительным позднекарельским гранитообразованием с проявлением раннего ультраметаморфического (ничатский комплекс). На этой территории гранитоиды чуйско-нечерского комплекса также образуют несколько массивов, из которых в наиболее крупном Ченчинском массиве сконцентрированы практически все значимые рудные объекты Нечерского поднятия. Ченчинский массив занимает восточную часть поднятия и также сложен преимущественно порфировидными гранитами главной фазы и эндоконтактовыми лейкогранитами. На всей площади массива с разной степени интенсивности в гранитоидах

проявлены фельдшпатолитовые изменения, что, наряду с ограниченным развитием нижнекарельских вмещающих пород и появлением среди них более древних (архейских) метаморфических образований, может свидетельствовать о более глубоком эрозионном срезе Ченчинского массива и Нечерского поднятия в целом. В плане рудоносности Ченчинский массив выделяется широким распространением в фельдшпатолитах ранних концентраций (проявлений) урана, тория с редкоземельными элементами, танталом, ниобием, молибденом, а также проявлений молибдена грейзенового типа при более позднем развитии собственно уранового оруденения. Урановое оруденение, как и на Тонодском поднятии, сосредоточено в северной части Ченчинского массива на площади Бульбухтинского урановорудного узла с известным урановым месторождением (рудным полем) Чепок. Это месторождение локализовано в лейкогранитах эндоконтактовой фации, но отличается унаследованным развитием раннего вкрапленного (в фельдшпатолитах) и наложенного жильно-штокверкового оруденения в березитах с формированием наиболее богатых руд **[4]**.

До настоящего времени в числе нерешенных геологических задач рассматривался возраст чуйско-нечерского комплекса. Проводимые ранее геохронологические исследования гранитоидов Тонодского и Нечерского поднятий, включая Кевактинский и Ченчинский массивы, осуществлялись в ИГГД РАН методом термоионной эмиссии по цирконам и давали оценку их возраста (Pb-Pb) в широком диапазоне от 1950 до 1870±50 млн лет **[5]**, а позднее была получена U-Pb датировка гранитов Кевактинского массива, составившая 1846±8 млн лет **[6]**. Таким образом, одной из основных задач геологического доизучения являлось уточнение времени формирования чуйско-нечерского комплекса на Тонодском и Нечерском поднятиях в пределах охарактеризованных типовых массивов (Кевактинского и Ченчинского) с проведением геохронологических исследований U-Pb методом (SHRIMP II, цирконы) в Центре изотопных исследований ФГБУ «Институт Карпинского». Опробование для геохронологического исследования заключалась в отборе проб из разных фациальных разновидностей гранитоидов и рудовмещающих зон на Туюканском и Чепокском урановых месторождениях.

Кевактинский массив. По трем пробам, отобранным из порфировидных гранитов, аплитовидных гранитов и лейкогранитов из керна скважины на Туюканском месторождении, получены сходные конкордантные значения возраста 1847±6 и 1846±9 млн лет, при совместном расчете дающие среднее значение 1847±4 млн лет, что вполне согласуется с ранее выполненным в ИГГД РАН определением (1846±8 млн лет).

Ченчинский массив. Здесь по трем пробам подобных гранитоидов, включая лейкограниты из керна скважины на месторождении Чепок, получены конкордантные датировки в интервале 1868–1864 млн лет, но с большей погрешностью (±15–18 млн лет) и средним значением возраста 1867±11 млн лет.

Полученные геохронологические данные свидетельствуют о том, что время формирования чуйско-нечерского комплекса на Тонодском поднятии ограничивается временным интервалом 1850–1840 млн лет при более раннем становлении на Нечерском поднятии (около 1870–1860 млн лет). Проведенные петрогеохимические исследования свидетельствуют о принадлежности позднекарельских гранитоидов Кевактинского, Ченчинского и других изучавшихся массивов чуйско-нечерского комплекса, развитых на Тонодском и Нечерском поднятиях, к калиевым гранитам S-типа. Такие граниты рассматриваются как типичные постколлизионные образования и включаются в состав Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса, характеризующегося длительным формированием (1.88–1.84 млрд лет) в юго-западном обрамлении Сибирской платформы **[6]**.

Имеющиеся геохронологические данные о возрасте уранового оруденения на Тонодском и Нечерском поднятиях, в том числе наиболее богатых уранинит-настурановых руд месторождения Чепок **[7, 8]**, указывают, на то, что проявление рудоформирующих гидротермально-метасоматических процессов (березитизации) и формирование оруденения происходило в интервале 1845–1832 млн лет на заключительном послемагматическом этапе постколлизионоого гранитообразования чуйско-нечерского комплекса.

Можно заключить, что становление позднекарельских постколлизионных гранитоидов чуйско-нечерского комплекса имело длительный характер, что выразилось в их минерагенических особенностях – преимущественно редкие металлы, молибден в ранних и олово, вольфрам в поздних образованиях соответственно на Нечерском и Тонодском поднятиях. Вне зависимости от этого, формирование жильного гидротермально-метасоматического уранового оруденения происходило на послемагматическом этапе, что обеспечивалось, в первую очередь, наиболее вы-

сокими геохимическими ресурсами урана гранитоидов чуйско-нечерского комплекса и проявленностью характерной для них грейзенизации, способствовавшей переходу урана в подвижное состояние с последующим концентрированием в зонах березитизации на послемагматическом гидротермальном этапе.

Подчеркнем, что металлогенический потенциал урана на Тонодском и Нечерском поднятиях не исчерпывается известными объектами и имеются перспективы выявления новых слабо проявленных на поверхности и скрытых месторождений урана в гранитоидах чуйско-нечерского комплекса в известных и новых обстановках.

Работа выполнена в рамках государственной регистрации работ № 643-20-1068 по объекту «Проведение в 2020–2022 гг. региональных геолого-съемочных работ масштаба 1:200000 на группу листов в пределах Сибирского федерального округа»: «ГДП-200 листа О-50-XVI (Ченчинская площадь)» и ГДП-200 листа О-49-XII (Саталахская площадь)» в составе объекта ФГБУ «Институт Карпинского» «Проведение в 2022–2025 гг. региональных геолого-съемочных работ м-ба 1:200000 на группу листов в пределах Сибирского федерального округа».

[1] *Салоп Л.И.* Геология Байкальской горной области. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М.: Недра, 1967. 699 с.

[2] *Легенда Бодайбинской серии листов ГК-200/2* / Ред. О.В. Перевалов, Н.Н. Митрофанова. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 2009. 141 с.

[3] *Макарьев Л.Б., Миронов Ю.Б.* Особенности металлогении и перспективы промышленной урановосности Чуйско-Тонодской минерагенической зоны Северного Забайкалья (по материалам ГК-1000/3 и ГДП-200) // Региональная геология и металлогения. 2014. № 5. С. 87–94.

[4] *Артебякина В.А., Макарьев Л.Б., Миронов Ю.Б.* Металлогения Нечерского поднятия и его обрамления (Северное Забайкалье) // Региональная геология и металлогения. 2024. № 98. С. 78–89.

[5] *Макарьев Л.Б., Чухонин А.П., Черников В.В. и др.* Докембрийские гранитоиды Нечерского и Тонодского поднятий Байкальской складчатой области (геохимия и цирконовая геохронология) // Геология и геофизика. 1992. Т. 33, № 9. С. 61–72.

[6] *Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б.* Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 3–15.

[7] *Макарьев Л.Б., Миронов Ю.Б., Ефремова У.С.* Геологические обстановки и возрастные рубежи формирования уранового оруденения Патомского нагорья (Северное Забайкалье) // Разведка и охрана недр. 2020. № 6. С. 9–18.

[8] *Голубев В.Н., Макарьев Л.Б., Былинская Л.В.* Отложение и ремобилизация урана в Северо-Байкальском регионе, по данным анализа U-Pb систем урановых руд // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50, № 6. С. 548–557.

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

2026. Выпуск 24. С. 191–193

ИГАРСКОЕ ПОДНЯТИЕ: ЕДИНЫЙ РАЗРЕЗ ИЛИ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОЗАИКА?

С.В. Малышев[1], А.М. Пасенко[2], Б.Б. Кочнев[3], А.А. Шаламова[1], В.Б. Хубанов[2]

[1] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, sergey.v.malyshev@gmail.com
[2] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
[3] Новосибирск, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

Строение докембрия Игарского поднятия остается дискуссионным, несмотря на тематические и производственные исследования, выполненные в 1960–1990-х гг. Наиболее сложна нижняя часть разреза, включающая лудовскую и губинскую свиты и вулканогенную игарскую толщу, впервые выделенную и детально охарактеризованную Г.Г. Гелецяном **[1]**. Представления о взаимоотношениях, объеме и последовательности этих подразделений неоднократно пересматривались. В частности, выделявшаяся ранее старомостовская серия со свитой Ржевского в принятой стратиграфической схеме была объединена с губинской свитой. Выделенные Г.Г. Гелецяном **[1]** в качестве самостоятельных подразделений игарская и староигарская толщи в последующих работах **[2]** были понижены в ранге до фациальных пачек лудовской толщи. Положение вулканитов игарской толщи также трактуется неоднозначно; в современной схеме они рассматриваются как латеральный аналог лудовской и губинской свит **[3, 4]**.

Геохронологическое обоснование этих подразделений опирается на немногочисленные и неоднозначные датировки. Для вулканитов старомостовской серии получены Rb-Sr оценки 830–925 млн лет, а для лудовской свиты – 842–935 млн лет **[2]**. Возраст игарского комплекса ранее был охарактеризован только K-Ar определениями 887 и 776 млн лет, полученными более 50 лет назад по минералогически не изученным калийсодержащим фракциям **[4]**. Максимальный возраст осадконакопления губинской свиты по обломочным цирконам составляет 716±10 млн лет **[3]**. Вместе с тем в залегающем среди ее пород базитовом теле установлен кластер цирконов с возрастом 835±4 млн лет, интерпретированных авторами как ксеногенные **[3]**.

Поскольку в принятой модели лудовская и губинская свиты и игарская толща считаются неопротерозойскими, они представляют интерес для определения палеомагнитного полюса Сибири для данного возрастного интервала. Для уточнения возраста и происхождения нижней части разреза нами изучены два объекта: дайка кварцевых диорит-порфиров, секущая породы свиты Ржевского, выделявшейся в составе старомостовской серии **[2]** и рассматриваемой в современной региональной схеме как стратиграфический аналог губинской свиты **[5]**, и прослой туфопесчаников в вулканогенном разрезе игарской толщи. Цирконы из двух образцов датированы методом LA-ICP-MS в лаборатории трекового анализа и изотопной геохронологии ИФЗ РАН (г. Москва).

Дайка кварцевых диорит-порфиров обнажается в правом борту руч. Спилитового в 4 км от Енисея. Тело имеет северо-восточное простирание, видимую мощность не более 10 м и прослеживается на дневной поверхности примерно на 50 м. По химическому (SiO_2=51.3 %) и минеральному составу порода отвечает переходному от основного к среднему составу. Она содержит крупные, сильно преобразованные порфировые вкрапленники полевого шпата и подчиненное количество кварца (5–10 %); основная масса полностью хлоритизирована и карбонатизирована.

Из образца выделена мономинеральная фракция циркона. Среди 50 проанализированных зерен выделена конкордантная магматическая популяция из 35 зерен, для которой получен средневзвешенный возраст $^{206}Pb/^{238}U$=818.3±6.0 млн лет (2σ, MSWD=0.28). Остальные 15 зерен показывают более древний, преимущественно дискордантный возраст – от ~1440 до 2350 млн лет и интерпретируются как ксеногенные либо унаследованные.

Полученный результат согласуется с приводившимися ранее Rb-Sr оценками возраста вулканитов старомостовской серии и лудовской свиты **[2]**, но более чем на 100 млн лет древнее максимального возраста осадконакопления губинской свиты (716±10 млн лет **[3]**). Это противоречит

принятому сопоставлению свиты Ржевского с губинской свитой **[5]** и позволяет предполагать, что породы, ранее выделявшиеся как свита Ржевского в составе старомостовской серии, принадлежат самостоятельному, более древнему комплексу. Поскольку вывод основан пока на одной датировке, он носит предварительный характер и требует подтверждения дополнительными геохронологическими данными.

Прослой туфопесчаников опробован на мысе Кармакулы, где обнажается наиболее мощная часть вулканогенно-осадочного разреза игарской толщи. Толща сложена лапиллиевыми и агломератовыми туфобрекчиями с вулканическими бомбами, литокристаллокластическими туфами, реже – туффитами и вторичными кварцитами. Среди агломератов и ксенотуфобрекчий наблюдаются маломощные линзы серых и темно-зеленых мелко- и среднезернистых туфопесчаников, местами с косой слоистостью. Из образца туфопесчаника выделена мономинеральная фракция циркона. Из 96 проанализированных зерен 90 образуют практически единую популяцию 1300–1560 млн лет со средневзвешенным возрастом 1400.7±9.1 млн лет (2σ, MSWD=0.58). Три отдельных конкордантных зерна имеют более древний возраст около 1849, 1871 и 2279 млн лет, а еще три зерна с возрастом 753–856 млн лет устойчивой молодой группы не образуют. Их природа требует дополнительной проверки: если это реальная популяция обломочных цирконов, а не единичные аномальные значения, то они указывают на неопротерозойский максимальный возраст осадконакопления толщи.

Резко мономодальное распределение возрастов обломочных цирконов из туфопесчаника игарской толщи с доминирующей популяцией 1400.7±9.1 млн лет существенно отличается от спектров других докембрийских подразделений Игарского поднятия, включая губинскую свиту **[3]**. Крайне малая доля характерных для Сибири архейских и палеопротерозойских популяций, а также неопротерозойских цирконов трудно согласуется с непосредственной осадочной связью бассейна с Сибирским кратоном. Полученный спектр может отражать размыв ограниченного, богатого цирконом магматического источника возрастом около 1.4 млрд лет, однако без независимого ограничения возраста осадочной толщи он сам по себе не определяет ни время осадконакопления, ни геодинамическую обстановку **[6]**.

Вулканогенный характер разреза и резкое преобладание цирконов возрастом около 1.4 млрд лет позволяют выдвинуть гипотезу о поступлении материала из локального магматического источника, формирование которого могло быть близко по времени к осадконакоплению. В таком случае игарская толща может иметь мезопротерозойский возраст и представлять собой фрагмент тектонического блока, первоначально не связанного с Сибирским кратоном. Эта интерпретация остается допустимой только в том случае, если единичные определения 753–856 млн лет представляют собой аномальные значения, а не реальную популяцию обломочных цирконов. Альтернативная неопротерозойская модель требует существования бассейна, изолированного от поступления материала с Сибирского кратона и получавшего обломочный материал преимущественно из мезопротерозойского источника.

Возраст дайки, секущей свиту Ржевского, и необычный спектр обломочных цирконов игарской толщи дают основания рассматривать нижнюю часть разреза Игарского поднятия не как единую стратиграфическую последовательность, а как структурно-неоднородный комплекс тектонически совмещенных блоков разного возраста и происхождения. Если гипотеза об экзотической природе игарской толщи верна, то ее тектоническое совмещение с Сибирским кратоном произошло не позднее начала накопления перекрывающей чернореченской свиты **[1, 4]**.

Исследование проводится при поддержке РНФ, проект № 24-77-10026.

[1] *Гелецян Г.Г.* Вулканогенно-осадочный литогенез рифейских отложений Игарско-Туруханского района. Новосибирск: Наука, 1974. 164 с.

[2] *Савушкин М.П., Макарик Г.К., Трофимова Д.И. и др*. Геологическое строение и полезные ископаемые Игарского района. Групповая геологическая съемка масштаба 1:50 000 с общими поисками, глубинное геологическое картирование и поиски месторождений меди на Игарской площади: отчет о результатах работ Игарской партии за 1986–1994 гг. Норильск: НКГРЭ, ПГО «Красноярскгеология», 1994.

[3] *Kochnev B.B., Semenova D.V., Khubanov V.B., Danukalova M.K., Marusin V.V., Khudoley A.K.* Detrital zircons from the Precambrian of the Igarka Uplift (Northwestern Siberian Platform) // Geodynamics & Tectonophysics. 2025. V. 16, № 1. 0808.

[4] *Kochnev B.B., Khudoley A.K., Priyatkina N.S., Dufrane S.A., Pokrovsky B.G., Kuznetsov A.B., Kaurova O.K., Marusin V.V.* Neoproterozoic evolution of the northwestern margin of the Siberian Platform // Precambrian Research. 2022. V. 382. 106877.

[5] *Варганов А.С., Сосновская О.В., Назаров Д.В., Чеканов В.И. и др*. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Норильская. Масштаб 1:1 000 000. Лист Q-45 (Игарка): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2018. 389 с.

[6] *Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B.* Detrital zircon record and tectonic setting // Geology. 2012. V. 40, № 10. P. 875–878.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 194–196

ТЕСТИРОВАНИЕ ВОЗМОЖНЫХ ЛОКАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ДЛЯ ПЛИОЦЕНОВОЙ МОЛАССЫ СОЧИ-АДЛЕРСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ЮЖНЫЙ СКЛОН СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

Е.И. Махиня

Москва, Геологический институт РАН, eugenemahinya@yandex.ru

Со времен ранних работ А.Д. Архангельского **[1]** доминируют представления о том, что Большой Кавказ (**БК**) как альпийский ороген начал развитие в олигоцене, а Предкавказский и Рионско-Куринский прогибы – это связанные с его формированием и заполненные продуктами его эрозии компенсационные структуры. Недавно получила развитие концепция, в соответствии с которой ороген **БК** и сопряженные с ним предгорные и межгорные прогибы были сформированы не ранее конца плиоцена **[3]**.

В практике геологических исследований широко используют метод U-Pb изотопного датирования циркона. Циркон обладает высокой температурой закрытия и хорошей сохранностью U-Pb изотопной системы. Метод реализован как: (1) датирование кристаллов циркона из пород магматических и метаморфических комплексов, которое дает оценку возраста магматизма и/или метаморфизма пород в этих комплексах; (2) массовое датирование зерен детритового циркона (**dZr**) из (мета)обломочных пород, что позволяет намечать первичные источники вещества, слагающего изучаемую толщу. Эти реализации дополняют друг друга, поскольку сопоставление геохронологических характеристик кристаллических комплексов и провенанс-сигнала в осадочных толщах позволяет определять, могли ли быть породы этих магматических и/или метаморфических комплексов источником обломочного материала, слагающего изученную толщу. Совместно с другими данными можно определять питающие провинции, отслеживать их эволюцию, тестировать и дополнять палеогеографические и палеотектонические реконструкции и др. Такой подход применен для тестирования модели формирования Сочи-Адлерской депрессии (**САД**) – СВ части Рионско-Куринского межгорного прогиба, расположенного к югу от **БК**.

В верхах дочетвертичного разреза **САД** залегает плиоценовая молассовая толща. Она распространена в ЮВ части депрессии и в основном сложена аллювиальными гравилистыми галечниками и слабо сцементированными конгломератами. Проба МЕИ-01-23 отобрана из песчано-глинистого прослоя в точке с координатами 43°25'0.62"СШ и 39°59'10.91"ВД. U-Pb датирование выполнено в ЛХАИ (ЦКП) ГИН РАН (метод LA-ICP-MS). В результате получены 204 датировки, из которых 198 имеют допустимые величины дискордантности и использованы для содержательной интерпретации.

Полученный набор U-Pb датировок и величин Th/U в изученном цирконе из песчаного матрикса плиоценовой молассы **САД** сопоставлен визуально (рис. 1, 2) и количественно с помощью метода Колмогорова – Смирнова (далее приведены значения коэффициентов «p») с опубликованными геохронологическими характеристиками и величинами Th/U в цирконе четырех крупных магматических комплексов Кавказа. Каждый их этих магматических комплексов вполне мог быть потенциальным локальным источником материала плиоценовой молассы юго-восточной части **САД**.

1. Гойхтский магматический комплекс (южный склон, Северо-Западный Большой Кавказ). Юрские даты попадают в интервал от 156±2 до 187±2 млн лет **[4]**. Датировки не рассеяны по этому интервалу, а образуют компактные кластеры. Самый молодой кластер сформирован датировками оболочек **dZr** и, наиболее вероятно, соответствует возрасту постмагматического метаморфического события. Его конкордантный возраст 157.0±2.3 млн лет, а средневзвешенный – 157.1±0.96 млн лет. Сопоставление возрастов циркона из гойхтских риолитов и **dZr** из песчаного матрикса плиоценовой молассы **САД** показало их высокое сходство (p=0.996). Диаграмма Th/U – U-Pb возраст не выявила различий для сопоставляемых массивов данных. Таким образом, гойхтские риолиты, определенно, могли быть локальным источником циркона для песчаного матрикса плиоценовой молассы, распространенной в ЮВ части **САД**.

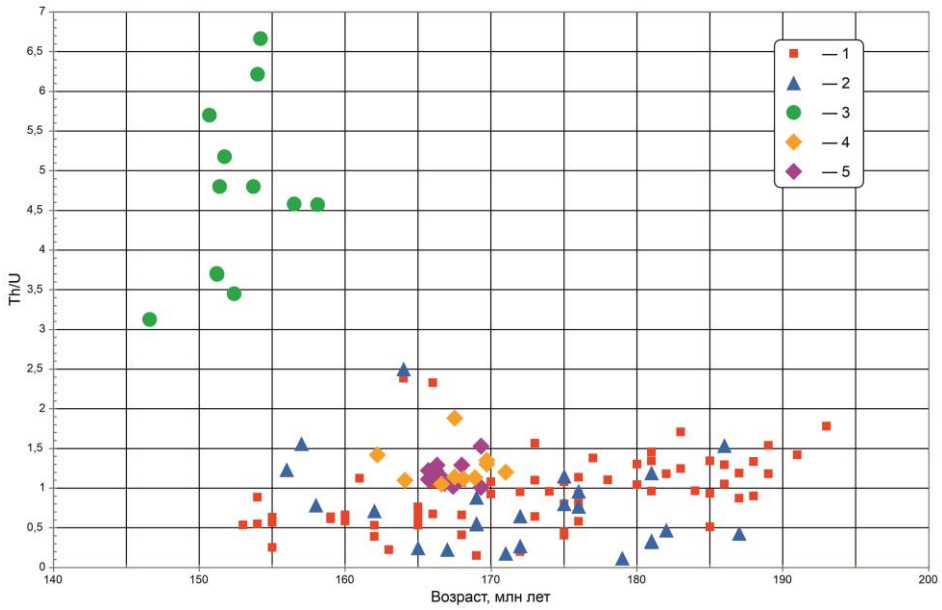


Рис. 1. Диаграмма Th/U в зернах/кристаллах циркона в зависимости от его U-Pb изотопного возраста (юрский диапазон).
1 – песчаный матрикс плиоценовой молассы **САД**; 2 – риолиты Гойтхского магматического комплекса **[4]**; 3 – гранитоиды Шнох-Кохбского массива [**5]**; 4–5 – риолиты (4) и трахиты (5) хуламского вулканоплутонического комплекса **[2]**.

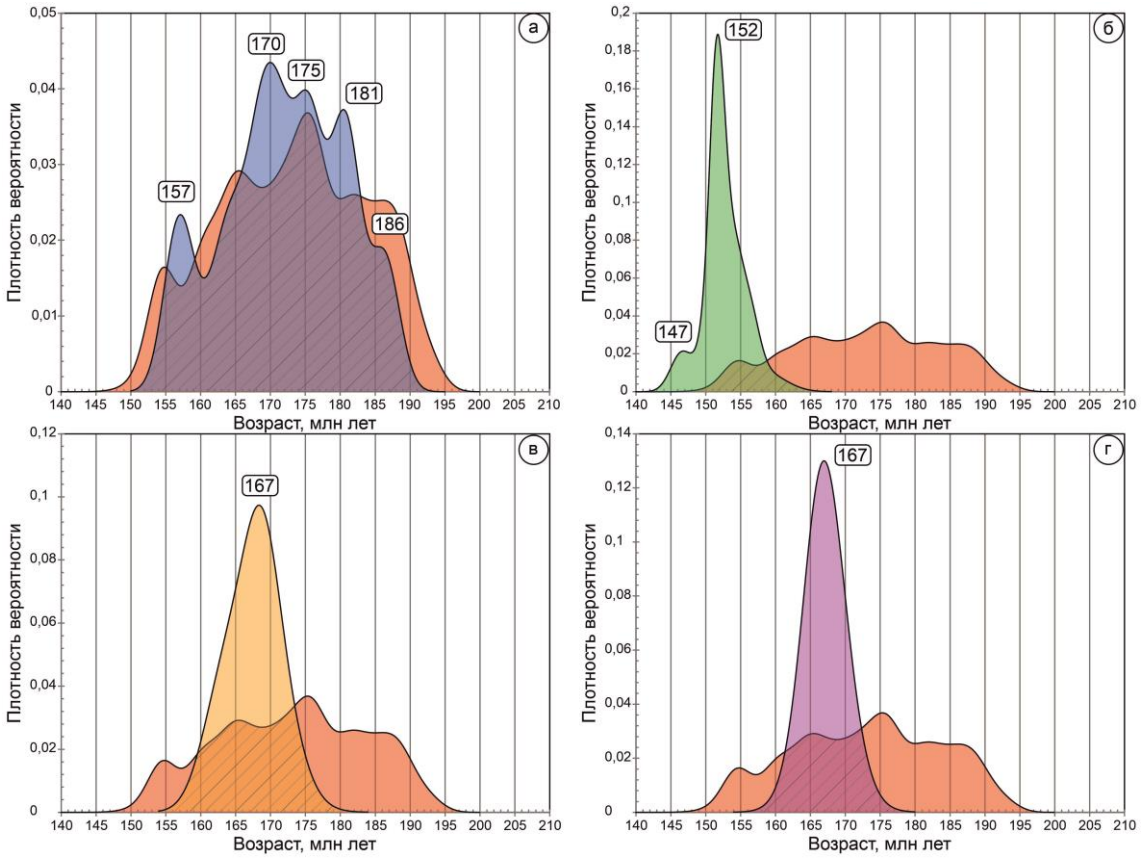


Рис. 2. Сопоставление кривых плотности вероятности (**КПВ**) датировок циркона из песчаного матрикса плиоценовой молассы САД с КПВ возраста циркона из: (а) – риолитов Гойтхского магматического комплекса, (б) – гранитоидов Шнох-Кохбского массива (район Алаверди) **[5]**, (в) и (г) – пород хуламского вулканоплутонического комплекса **[2]**: (в) – риолитов, (г) – трахитов. Высокая доля перекрытия площадей, расположенных под **КПВ** для наборов возрастов циркона из песчаного матрикса плиоценовой молассы (красным цветом) и риолитов гойтхской провинции (синим цветом), свидетельствует о высокой статистической схожести этих наборов.

2. Гранитоиды Шнох-Кохбского массива (район Алаверди, Малый Кавказ). Сопоставление U-Pb датировок этих гранитоидов **[5]** и датировок **dZr** из песчаного матрикса плиоценовой молассы **САД** не показало никакого сходства (p=0.000). Кроме того, в кристаллах циркона из гранитоидов Шнох-Кохбского массива зафиксированы аномально высокие, более 3.0, величины Th/U. В юрских **dZr** из песчаного матрикса плиоценовой молассы **САД** столь высоких значений Th/U не зафиксировано, типичные значения 0.5–1.0. Это исключает гранитоиды Шнох-Кохбского комплекса Малого Кавказа как локальный источник в плиоцене для молассы **САД**.

3. Трахиты и риолиты (Эльбрусская зона, Центральный сегмент **БК**). Хуламские риолиты и трахиты **[2]** показали приемлемое (p=0.082) и плохое (p=0.033) статистическое сходство с юрскими датировками **dZr** из песчаного матрикса плиоценовой молассы **САД**. Для циркона из хуламских риолитов и трахитов величина Th/U обычно >1.0. Все это вместе указывает на малую вероятность хуламского комплекса как локального источника для плиоценовой молассы **САД**.

4. Диорит-порфиритовые дайки, прорывающие серию Дизи (Сванетский антиклинорий, южный склон Центрального сегмента **БК**). Наборы возраста циркона из пород серии Дизи **[6]** и **dZr** из песчаного матрикса плиоценовой молассы **САД** визуально сходны. Это сходство подтверждено высоким коэффициентом p=0.81, рассчитанным с помощью метода Колмогорова – Смирнова. Это может указывать на высокую вероятность того, что кристаллические комплексы Сванетского антиклинория были первичными источниками детрита для плиоценовой молассы **САД**.

Исследования выполнены при поддержке РНФ (проект № 26-17-00260).

[1] *Архангельский А.Д.* Введение в изучение геологии Европейской России. Тектоника и история развития Русской платформы. М.: Госгеолтехиздат, 1923. 146 с.

[2] *Кайгородова Е.Н., Лебедев В.А.* Возраст, петролого-геохимические характеристики и происхождение магматических пород среднеюрского хуламского вулканоплутонического комплекса (Северный Кавказ) // Вулканология и сейсмология. 2022. № 2. С. 38–65.

[3] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.* О времени начала и механизме поднятия Большого Кавказа, а также генезисе и истории выполнения предгорных прогибов Предкавказья – традиционные и современные представления // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16, № 3. 0825. doi:10.5800/GT-2025-16-3-0825.

[4] *Махиня Е.И.* Гойтхский риолитовый комплекс – источник обломочного материала в плиоценовое время для Сочи-Адлерской депрессии? // Геодинамика и тектонофизика. 2026. Т. 17, № 4. 0905. doi:10.5800/GT-2026-17-4-0905.

[5] *Hässig M., Moritz R., Ulianov A., Popkhadze N., Galoyan Gh., Enukidze O.* Jurassic to cenozoic magmatic and geodynamic evolution of the Eastern Pontides and Caucasus Belts, and their relationship with the eastern Black Sea basin opening // Tectonics. 2020. V. 39, № 10. e2020TC006336.

[6] *Javakhishvili I., Shengelia D., Shumlyanskyy L., Tsutsunava T., Chichinadze G., Beridze G.* Metamorphism of the Dizi Series Rocks (the Greater Caucasus): Petrography, Mineralogy and Evolution of Metamorphic Assemblages // Baltica. 2021. V. 34, № 2. P. 185–202. doi:10.5200/baltica.2021.2.5.

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

2026. Выпуск 24. С. 197–199

КАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИТЫ ЮЖНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (ДАУРО-ХЭНТЕЙСКИЙ ХРЕБЕТ)

А.Я. Медведев, С.И. Дриль, А.А. Каримов, В.А. Беляев, М.А. Горнова

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

В позднем кайнозое на южном обрамлении Сибирского кратона широко проявился вулканизм, продукты которого образовали ряд различных по размеру и продолжительности формирования полей **[1]**. Вулканические поля протягиваются с севера от Удоканского плато на юг через Южно-Байкальскую и Южно-Хангайскую область до плато Дариганга (Монголия) и объединяются в Центрально-Азиатскую провинцию (ЦАПВ). Практически во всех районах распространения отмечается несколько этапов магматической деятельности, в общей сложности от 34 млн лет до исторического времени. Общим для всех регионов является преобладание лав основного состава, бóльшая часть которых относится к щелочному и субщелочному ряду. Почти все проявления кайнозойского вулканизма связаны с рифтогенными структурами.

Самой крупной рифтогенной структурой в Центральной Азии является Байкальская рифтовая зона (БРЗ). Вблизи юго-западного фланга БРЗ расположена Южно-Байкальская вулканическая область (ЮБВО), занимающая площадь 350×450 км. В пределах ЮБВО выделено несколько этапов магматизма – от позднеолигоценового (34–24 млн лет) до позднеплиоцен-плейстоцен-голоценового (<3 млн лет) **[2]**. Вулканические породы представлены шелочными разностями основного состава: от калиевых трахибазальтов до базанитов и гаваитов. Геохимические особенности пород указывают на их близость к базальтам океанических островов.

Одним из районов распространения кайнозойских вулканитов, не связанных с рифтогенезом, является Южное Забайкалье, хотя здесь масштабы проявления существенно скромнее, чем в ЮБВО. Они образуют небольшие покровы и потоки базальтоидов, располагающихся в центральной части хребта. Вулканиты данного региона известны довольно давно на Дауро-Хэнтейском хребте. Они распространены в виде небольших по площади потоков и покровов в верховьях рек Чикой, Чикокон, Буркал. Первые данные о них были опубликованы Н.П. Костяковым с соавторами **[3]**. Работы других исследователей в основном касались изучения мантийных ксенолитов вулканитов **[4, 5 и др.]**. До последнего времени состав самих базальтоидов был слабо изучен. Нами были исследованы три проявления вулканитов. Все проявления приурочены к долине р. Буркал и ее притокам. Первое – Бороздинский голец, второе и третье – устья р. Харчевка и Жарничиха. Все изученные породы относятся к базанитам.

Петрогенный состав вулканитов довольно однообразен и идентичен для всех объектов. Базаниты слагаются порфировыми и афировыми разностями. Порфировые вкрапленники представлены оливином, реже – клинопироксеном и совсем редко – плагиоклазом. Основная масса порфировых вулканитов сложена мелкими зернами оливина, клинопироксена, плагиоклаза и окиснорудных минералов, так же как и для афировых разностей. Во всех случаях в интерстициях отмечается нефелин, калиевый полевой шпат, апатит, остаточное стекло и отдельные зерна пирротина. Следует отметить, что породы насыщены окиснорудными минералами.

Среди оливинов по размерам и морфологии выделены три группы. Первая – бесформенные, часто резорбированные зерна до 1.2 мм (Ol 1). Вторая – гипидиоморфные и идиоморфные зерна до 0.4 мм (Ol 2). Третья – мелкие идиоморфные зерна – менее 0.05 мм (Ol 3). В оливинах первой и второй группы отмечается зональность. Магнезиальность минералов уменьшается от центра к краям зерен. В крупных резорбированных оливинах в центре отмечается наиболее высокая магнезиальность, достигающая # Mg 0.91. Данные разности (Ol 1) отнесены нами к ксенокристам. Гипидиоморфные зерна меньшего размера также зональны, но, в отличие от резорбированных, менее магнезиальны (Ol 2). Эти оливины, по нашему мнению, являются фенокристами. Мелкие, большей частью изоморфные, кристаллы наименее магнезиальны #Mg ≈0.76. При этом эти оливины не зональны. Наиболее вероятно, что резорбированные крупные оливины являются ксеногенными, которые остались при разрушении глубинных лерцолитовых ксенолитов.

Пироксен представлен двумя морфологическими типами. Первый – зерна неправильной формы максимального размера до 2×1 мм. Второй – таблитчатые гипидиоморфные кристаллы основной массы размером до 0. 4 мм. Пироксены относятся к титанавгитам. В зернах неправильной формы отмечается слабо выраженная зональность.

Плагиоклазы представлены табличками размерами 0.3×0.08 мм и относятся к андезит-лабрадору ($An_{48–55}$) Мелкие лейсты основной массы относятся к олигоклаз-андезину ($An_{25–36}$) и достигают в длину до 0.1 мм, в ширину до 0.03 Калиевый полевой шпат представлен анортоклазом. Состав нефелина практически соответствует стехиометрии.

Из оксидов обнаружены и проанализированы титаномагнетиты, ильмениты и, редко хромшпинель. Следует отметить, что ильменит встречается реже титаномагнетита. Содержание примесей в окиснорудных минералах невысоко. Апатит относится к фтор-апатиту. Остаточное стекло представлено высокощелочной разностью.

Породы низкокремнистые и высокомагнезиальные за счет присутствия ксенокристов оливина дезинтегрированных лерцолитов. По своим геохимическим характеристикам все изученные вулканиты относятся к типичным внутриплитным образованиям. При этом не наблюдается разницы в составах всех исследованных объектов. Они практически совпадают между собой и с основными породами океанических островов (OIB). Более того, наблюдается хорошая сходимость с вулканитами Центрально-Азиатской провинции. В целом по уровню концентраций элементов в аналогичных породах других неогеновых проявлений Центральной Азии – ЮБВО изученные вулканиты им соответствуют.

Для пород Бороздинского хребта Ar/Ar методом определен абсолютный возраст, который составил 3.51 млн лет. В связи с идентичностью состава всех изученных пород, можно предположить аналогичный возраст и для других вулканитов. Следовательно, можно заключить, что проявления базитового вулканизма в Южном Забайкалье происходили в плиоцене.

Полученные оригинальные данные по изотопии Sr, Nd и Pb показали, что доминирующим мантийным источником являлся источник PREMA при резко подчиненном участии обогащенного источника, что отлично от базальтоидов ЮБВО, изотопный состав которых контролируется процессом смешения источников PREMA и EM I.

Выяснено, что для всех исследованных вулканитов основным мантийным источником служили оливиновые клинопироксениты (Ol+Cpx+Grt). Это подтверждается рядом исследователей. Кроме того, определено, что степень частичного плавления мантийного субстрата не превышала 8 %.

Были определены PT-параметры формирования исходных расплавов. Для базанитов Бороздинского хребта T=1293–1379 °C и 1.15–1.06 ГПа. Самые высокие параметры были определены для пород р. Жарничиха T=1536 °C и 3.28 ГПа. T=1468–1471 °C и P=3.18 ГПа для базанитов р. Харчевки. Из полученных параметров можно предположить глубину формирования родоначальных расплавов. Наибольшая глубина определена для Жарничихи ≈90 км, для Харчевки ≈80 км и, наконец, для Бороздинского гольца ≈45 км. Следовательно, образование исходных расплавов происходило в условиях астеносферной и литосферной мантии.

Общепринятым считается, что все породы OIB-типа вызваны влиянием плюма. Ранее было предположено, что вулканизм этого района был вызван воздействием мантийного диапира при просачивании расплавов через мантийный субстрат **[5]**. Исследованные нами вулканиты по своим геохимическим характеристикам полностью отвечают составу базальтов OIB. Предполагается, что базальтоидные расплавы, изученные нами, формировались в результате подъема мантийного плюма.

Приведены данные по содержанию и поведению элементов платиновой группы в этих породах, позволяющие использовать их для геодинамического анализа.

Эти результаты показывают, что количество ЭПГ в исследованных породах несколько выше кларков для основных пород. Спектр распределения платиноидов изученных базанитов сопоставим с породами OIB и породами крупных изверженных провинций: толеитовыми базальтами Сибирской платформы и базальтоидами Западно-Сибирской плиты. Особенно близко содержание ЭПГ к таковым в щелочных базальтах Гавайских островов. Для базальтов Гавайских островов показана их связь с Гавайским плюмом. Также предполагается влияние вещества плюма на содержание платиноидов при формировании базальтов Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в области головки плюма**.** Полученные нами данные по поведению и распределению платиноидов позволяют утверждать, что формирование базанитовых расплавов происходило при воздействии плюмового вещества.

Исследование проведено в рамках госзадания по проекту № 0284-2021-0006 с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН.

[1] *Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата* // Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы / Ред. Н.П. Лаверов М.: ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, 2008. Т. 2. 280 с.

[2] *Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М*. Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии // Петрология. 2011. Т. 19, № 4. С. 341–362.

[3] *Костяков Н.П., Краснов В.П., Уфимцев Г.Ф., Яновский В.М*. Кайнозойские базальты юга Центрального Забайкалья // Известия Забайкальского географического общества СССР. 1969. Т. V, вып. 1. С. 11–17.

[4] *Litasov K., Taniguchi H*. Mantle evolution beneath the Baikal rift // CHEAS Monograph Series 2002. V. 5. 221 p.

[5] *Ащепков И.В., Литасов Ю.Д., Литасов К.Д*. Ксенолиты гранатовых перидотитов из меланонефеленитов хребта Хэнтей (Южное Забайкалье): свидетельство подъема мантийного диапира // Геология и геофизика. 1969. Т. 37, № 1. С. 130–147.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 200–201

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ БУГРОВ ПУЧЕНИЯ С ЦЕЛЬЮ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОПАСНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ОСВОЕНИИ НЕДР

Н.В. Мисюркеева, И.В. Буддо

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

Освоение нефтегазовых месторождений Российской Арктики осуществляется в сложных геокриологических условиях, характеризующихся широким распространением многолетнемерзлых пород и высокой чувствительностью верхней части геологического разреза к природным и техногенным воздействиям. Особую группу георисков представляют процессы, связанные с формированием и разрушением бугров пучения. Наряду с классическими криогенными механизмами их образования, обусловленными промерзанием водонасыщенных отложений и развитием ледяного ядра, для севера Западной Сибири рассматривается возможность участия глубинных флюидов. Наиболее опасным проявлением такого процесса является разрушение газонасыщенной структуры бугра пучения с выбросом газа и формированием кратера. Выявление подобных объектов до стадии разрушения представляет практический интерес при размещении и эксплуатации объектов нефтегазовой инфраструктуры.

Исследования последних лет показывают, что внешний морфологический облик бугра пучения сам по себе недостаточен для определения степени его потенциальной опасности. Бугры, сформированные преимущественно криогенными процессами, и структуры, в развитии которых участвуют восходящие флюиды, могут иметь сходные размеры и форму. В связи с этим задача прогноза должна решаться на основе анализа не только поверхности, но и внутреннего строения многолетнемерзлой толщи, положения таликов, возможных каналов миграции флюидов и их связи с разрывными нарушениями. Исследования газоэмиссионных кратеров и предшествовавших им положительных форм рельефа подтверждают, что стадия формирования бугра может предшествовать его быстрому разрушению, однако использование только морфометрических признаков не обеспечивает однозначного выделения потенциально опасных объектов **[1, 2]**.

Опыт комплексных исследований на севере Западной Сибири показывает эффективность последовательного перехода от регионального анализа территории к детальному изучению отдельных бугров. На первом этапе, по данным дистанционного зондирования и цифровых моделей рельефа, выполняется картирование бугров пучения, термокарстовых озер, хасыреев, линейных элементов рельефа, и других геокриологических объектов. Особое внимание целесообразно уделять пространственной связи бугров с линейными зонами и узлами их пересечения. Такие зоны могут соответствовать участкам повышенной трещиноватости, по которым происходит вертикальная миграция газа и воды. Дистанционные методы тем самым позволяют не только закартировать формы рельефа, но и выполнить первичное районирование территории по признакам возможной флюидодинамической активности.

Следующий этап связан с наземными геофизическими исследованиями. Один из наиболее показательных результатов получен при комплексировании данных сейсморазведки методом общей глубинной точки и малоглубинных зондирований становлением электромагнитного поля на территории газового месторождения Тазовского полуострова **[3]**. В верхних 500–600 м разреза были установлены пространственно согласованные субвертикальные аномалии электрического сопротивления и сейсмических характеристик, интерпретированные как возможные каналы миграции флюидов. В пределах таких зон подошва льдосодержащей многолетнемерзлой толщи образовывала локальные углубления порядка 25–50 м. Из шести изученных бугров три пространственно совпали с выявленными субвертикальными аномалиями. Кроме того, были отмечены озера с морфологическими признаками, характерными для преобразованных газоэмиссионных кратеров **[3]**. Полученные результаты показывают, что наиболее информативным признаком потенциально опасного объекта является не наличие самого бугра, а сочетание поверхностной формы рельефа с аномалиями глубинного строения.

Накопленный опыт свидетельствует о том, что прогноз опасности бугров пучения при освоении недр должен основываться на комплексном принципе. Наибольший интерес представляют объекты, для которых одновременно устанавливается быстро изменяющаяся положительная форма рельефа, приуроченность к линейным структурным зонам, изменение мощности и строения многолетнемерзлой толщи, субвертикальные геофизические аномалии и геохимические признаки миграции газа. Такой подход позволяет перейти от констатации уже сформировавшихся криогенных форм к ранжированию территории по потенциальному риску их опасного развития.

Работа выполнена в рамках темы «Комплексная интерпретация геолого-геофизических данных при наземных и аэробеспилотных исследованиях как основа для прогнозирования опасных геодинамических процессов при освоении недр и строительстве в природно-климатических условиях Российской Арктики и сопредельных территорий» Министерства науки и высшего образования РФ в молодежной лаборатории прогнозирования георисков ИЗК СО РАН.

[1] *Chuvilin E., Sokolova N., Davletshina D., Bukhanov B., Stanilovskaya J., Badetz C., Spasennykh M.* Conceptual Models of Gas Accumulation in the Shallow Permafrost of Northern West Siberia and Conditions for Explosive Gas Emissions // Geosciences. 2020. V. 10, № 5. 195. doi:10.3390/geosciences10050195.

[2] *Kizyakov A., Leibman M., Zimin M., Sonyushkin A., Dvornikov Y., Khomutov A., Dhont D., Cauquil E., Pushkarev V., Stanilovskaya Y.* Gas Emission Craters and Mound-Predecessors in the North of West Siberia, Similarities and Differences // Remote Sensing. 2020. V. 12, № 14. 2182. doi:10.3390/rs12132182.

[3] *Misyurkeeva N., Buddo I., Kraev G., Smirnov A., Nezhdanov A., Shelokhov I., Kurchatova A., Belonosov A.* Periglacial Landforms and Fluid Dynamics in the Permafrost Domain: A Case from the Taz Peninsula, West Siberia // Energies. 2022. V. 15, № 8. 2794. doi:10.3390/en15082794.

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

2026. Выпуск 24. С. 202–203

ВЕЩЕСТВЕННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДЖЕБАШСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

А.А. Монгуш[1], Н.И. Гусев[2]

[1] Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, amongush@inbox.ru
[2] Санкт-Петербург, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, nikolay_gusev@vsegei.ru

Джебашская серия Западного Саяна рассматривается как составной элемент одноименной аккреционной призмы фронтальной части Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы (ТХОС). Она объединяет осадочные и базитовые породы, преобразованные преимущественно в зеленосланцевой, местами в глаукофансланцевой фации **[1–3]**. Наиболее молодые детритовые цирконы метаосадочной части из участка Енисей имеют возраст 497–481 млн лет **[4]**. Для глаукофановых сланцев на участке Коярд установлены условия около 400 °С и 7–8 кбар; Ar-Ar-возраст фенгита 469.7±7.0 млн лет и глаукофана 464.1±9.7 млн лет характеризует позднюю перекристаллизацию, охлаждение и эксгумацию, но непосредственно не определяет время образования базитовых протолитов **[3]**.

Цель сообщения – охарактеризовать вещественную неоднородность Джебашской аккреционной призмы и проанализировать ее геодинамическую эволюцию по опубликованным и новым петрогеохимическим и Sm–Nd-изотопным данным.

По опубликованным данным глаукофановые сланцы джебашской серии содержат SiO_2=44–47 мас. % и по составу соответствуют метабазальтам **[2]**. Между Zr и Hf, Ti, P, Y, средними и тяжелыми РЗЭ установлены тесные положительные корреляции. По этим относительно устойчивым при метаморфизме компонентам глаукофановые сланцы статистически не отличаются от базальтов, обозначенных в статье **[2]** как базальты куртушибинской свиты и сопоставляемых нами с базальтами нижнечингинской (макаровской) толщи. Глаукофановые сланцы умеренно обогащены легкими РЗЭ: Ce_N=34.3–73.2, $(Ce/Yb)_N$=2.5–6.5, $(La/Sm)_N$>1; по распределению РЗЭ и высокозарядных элементов их протолиты близки к E-MORB- и P-MORB-подобным базальтам **[2]**. На диаграмме Hf/Yb – Nb/Zr они характеризуются признаками обогащенного мантийного источника, а на диаграмме Ce/Nb – Th/Nb тяготеют к составам базальтов океанических плато. Высокобарический метаморфизм лишь ограниченно изменил первичные геохимические характеристики базитовых протолитов. Глаукофановые сланцы и сопоставляемые с ними базальты куртушибинской свиты (нижнечингинской толщи) практически не различаются по содержаниям Ti, P, Zr, Hf, Y, средних и тяжелых РЗЭ; сохраняются также близкие первично-магматические отношения U/Nb **[2]**.

Новые данные получены по трем образцам апобазитовых сланцев из верховьев р. Амыл: актинолит-эпидот-хлорит-альбитовому, альбит-актинолит-хлоритовому и эпидот-альбит-актинолитовому. При пересчете к условному возрасту 540 млн лет их $\varepsilon_{Nd}(t)$ варьируются от +4.3 до +6.2, указывая на преимущественно ювенильные мантийные источники (анализы выполнены во ВСЕГЕИ). Первые два образца содержат TiO_2=2.32–2.63 мас. % и P_2O_5=0.21–0.36 мас. %, имеют $(La/Yb)_N$=4.5–6.7 и Nb/Th=11–15 и близки к обогащенным E-MORB- и OIB-подобным базальтам. Образец АМ-7-18 характеризуется TiO_2=1.51 мас. %, почти плоским спектром РЗЭ: $(La/Yb)_N$=1.35 и резко повышенным Nb/Th=176. Совместно с опубликованными данными по глаукофановым сланцам эти характеристики показывают, что базитовая часть джебашской серии включает ряд от умеренно обогащенных E-MORB-/P-MORB-подобных до относительно менее обогащенных протолитов.

Происхождение базитовых включений допускает две взаимодополняющие модели: базитовые фрагменты могли поступать с обеих сторон палеожелоба. В статье **[2]** протолиты глаукофановых сланцев связывались с базальтами океанических поднятий, позднее вовлеченными в

субдукционную зону. Вместе с тем сходство джебашских ортосланцев с базальтами нижнечингинской толщи **[2]** допускает внутрисистемное происхождение части аккреционного базитового материала. В этом случае фрагменты ранней надсубдукционной коры ТХОС могли быть тектонически отчленены, погружены в субдукционный канал и позднее эксгумированы. Возможность длительного (десятки млн лет) пребывания базитового материала в субдукционном канале показана для голубых сланцев Марианской преддуговой области **[6]**. Внутрисистемная модель предполагает значительный временной разрыв (~100 млн лет) между формированием надсубдукционной базальтовой коры в венде и выведением ее высокобарически переработанных фрагментов в ордовике.

Сочетание OIB-/E-MORB-подобных базальтов, надсубдукционных офиолитов и метаморфических пород рассматривается в моделях заложения субдукции с участием мантийного плюма для позднемеловой Карибской области и Западной Джунгарии **[7–9]**. Однако джебашские сланцы, характеризующиеся низко- и среднетемпературным режимом формирования **[1, 2]**, существенно отличаются от указанных высокотемпературных метаморфических подошв офиолитов. Это различие исключает возможность интерпретации джебашских сланцев как свидетельств плюм-индуцированного заложения субдукции, хотя они и ассоциируют с обогащенными базальтами, а также офиолитами SSZ-типа.

Sm-Nd изотопные данные получены также по метаосадочной части аккреционной призмы, в т.ч. для метасланца XK-5-12 участка Копсек в Западной Туве (51.141141°, 90.039227°) **[5]**, а также новые данные для метапесчаника БР-27д-11 участка Барлык в Юго-Западной Туве (50.792224°, 90.464116°). При пересчете к условному возрасту 500 млн лет их $\varepsilon_{Nd}(t)$ составляют +1.2 и –3.4, двухстадийные модельные возрасты – 1.15 и 1.52 млрд лет соответственно (оба анализа выполнены в ГИ КНЦ РАН). Контраст изотопных характеристик отражает смешение ювенильного материала с продуктами размыва более древней коры и подтверждает неоднородность источников обломочного вещества аккреционной призмы.

Таким образом, Джебашская аккреционная призма включает метаосадочный материал с различной долей древнекорового компонента и базитовые протолиты, связанные преимущественно с ювенильными, но вещественно неоднородными мантийными источниками. Опубликованные данные по глаукофановым сланцам и новые результаты по апобазитовым сланцам позволяют выделять обогащенные E-MORB-/P-MORB-подобные и относительно менее обогащенные разновидности. Их совмещение допускает присутствие в аккреционной призме как внешних океанических фрагментов, так и материала собственной ранней надсубдукционной коры ТХОС. Разграничение этих компонентов требует прямого датирования протолитов и уточнения их структурного положения.

Исследование выполнено в рамках госзаданий ТувИКОПР СО РАН и ВСЕГЕИ.

[1] *Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г.* Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса // Петрология и метаморфизм древних офиолитов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 128–156.

[2] *Волкова Н.И., Ступаков С.И., Бабин Г.А. и др*. Подвижность редких элементов при субдукционном метаморфизме (на примере глаукофановых сланцев Куртушибинского хребта) // Геохимия. 2009. Т. 47, № 4. С. 401–414.

[3] *Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С*. Ордовикские глаукофановые сланцы как отражение аккреционно-коллизионных событий в Центрально-Азиатском подвижном поясе // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 91–106.

[4] *Бабин Г.А., Пахалко А.Г., Соболева А.А. и др*. Программа систематических изотопно-геохимических и геохронологических исследований геологических комплексов территории России: методы и первые результаты 2022–2024 гг. // Региональная геология и металлогения. 2024. Т. 31, № 4 (100). С. 59–72.

[5] *Mongush A.A., Olschewski P*. A new look at the geodynamic development of the Ediacaran – Early Cambrian forearc basalts of the Tannuola – Khamsara Island Arc (Central Asia, Russia): conclusions from geological, geochemical, and Nd-isotope data // Open Geosciences. 2024. V. 16. 20220586.

[6] *Tamblyn R., Zack T., Schmitt A.K. et al*. Blueschist from the Mariana forearc records long-lived residence of material in the subduction channel // Earth and Planetary Science Letters. 2019. V. 519. P. 171–181.

[7] *Whattam S.A., Stern R.J*. Late Cretaceous plume-induced subduction initiation along the southern margin of the Caribbean and NW South America // Gondwana Research. 2015. V. 27, № 1. P. 38–63.

[8] *Yang G., Li Y., Tong L. et al*. An Early Cambrian plume-induced subduction initiation event within the Junggar Ocean // Gondwana Research. 2020. V. 88. P. 45–66.

[9] *Yang G., Li Y., Tong L. et al*. Natural observations of subduction initiation: implications for the geodynamic evolution of the Paleo-Asian Ocean // Geosystems and Geoenvironment. 2022. V. 1, № 1. 100009.

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

2026. Выпуск 24. С. 204–206

РАННЕКЕМБРИЙСКАЯ АКТИВНО-ОКРАИННАЯ ПЕРЕСТРОЙКА ТАННУОЛЬСКО-ХАМСАРИНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ (ТУВА): ВОЗРАСТНЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РЕПЕРЫ

А.А. Монгуш[1], Ф.П. Леснов[2], Ч.К. Ойдуп[1], А.В. Карпов[2]

[1] Кызыл, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, amongush@inbox.ru
[2] Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, lesnovfp@list.ru

Таннуольско-Хамсаринская островодужная система (ТХОС) сформировалась в венде как система с преддуговой, островодужной и задуговой зональностью. В раннем кембрии ее прежние фронтальная, дуговая и тыловая части были вовлечены в режим активной окраины, где в близком возрастном интервале проявились надсубдукционные, адакитоподобные, обогащенные базитовые и субщелочные ассоциации **[1, 2]**. Цель сообщения – на основе опубликованных данных, а также по новым U-Pb данным из ирбитейской и терешкинской свит, петрогеохимическим и Sm-Nd характеристикам базальтов ильчирской свиты уточнить возрастные и вещественные реперы раннекембрийской активно-окраинной перестройки ТХОС.

По опубликованным данным во фронтальной части активной окраины терекская и эжимская свиты Систигхемского сегмента (Улуг-Хемской фронтальной подзоны), сложенные базальтами, туфами, туффитами, лавобрекчиями, долеритами и карбонатно-терригенными прослоями, формировались около 512–510 млн лет **[3]**. Их исходные расплавы связываются с частичным плавлением обогащенного мантийного источника при переменном воздействии вещества погружающейся плиты. Терекские базальты близки к OIB, тогда как эжимские вулканиты несут более выраженные надсубдукционные признаки. Близость возраста и состава позволяет рассматривать свиты как части единой вулканогенно-осадочной последовательности, позднее расчлененной аккреционно-коллизионными деформациями **[3]**.

Первый объект новых исследований – адакитоподобный кислый туф ирбитейской свиты в Таннуольской подзоне, занимавшей центральное положение в раннекембрийской активной окраине. Образец туфа ТИ-143 (50.887670°; 93.061480°) отобран в толще, вмещающей также силл адакитоподобного кварцевого микродиорита ТИ-150 **[1]**. Шесть конкордантных зерен циркона имеют $^{206}Pb/^{238}U$-возраст 512.6–520.2 млн лет; средневзвешенное значение составляет 515.8±6.4 млн лет (2σ; СКВО=0.13), Th/U=0.28–0.87. Низкая дискордантность и отношения Th/U подтверждают магматическую природу зерен. Возраст датирует адакитоподобный вулканизм поздней части активно-окраинного этапа. Единичное зерно циркона 936.2±13.6 млн лет рассматривается как унаследованный компонент, возможно связанный с осадочным материалом в источнике расплава.

Второй объект – полимиктовый песчаник КК25-20 (52.530735°; 93.671889°) терешкинской свиты в Куртушибинской подзоне Саяно-Тувинской зоны, занимавшей фронтальное положение в активной окраине. Толща включает базальтовые лавы и туфы, песчаники, кремнистые и карбонатные прослои. Для десяти зерен циркона, близких к конкордантным, получен $^{206}Pb/^{238}U$-возраст 515.9–529.3 млн лет при средневзвешенном значении 520.9±5.6 млн лет (2σ; СКВО=0.19), Th/U=0.23–0.48. Древние детритовые популяции в выборке отсутствуют. Наиболее молодые зерна ограничивают начало осадконакопления временем около 516 млн лет и характеризуют поступление материала из близких по возрасту магматических источников. В составе свиты присутствуют базальты контрастного состава, демонстрирующие как островодужные **[4]**, так и E-MORB-подобные **[2]** геохимические характеристики. Последние ранее рассматривались в составе чингинской/куртушибинской свиты либо верхнечингинской/орешской толщи; на основании приведенных U-Pb-данных они отнесены к терешкинской свите. Обе U-Pb датировки получены LA-ICP-MS методом в ИГМ СО РАН.

Третий объект – базальты ильчирской свиты Ондумской подзоны, входившей в центральную часть раннекембрийской активной окраины. Свита залегает выше вади-балинской и по археоциатовой фауне относится к верхней половине нижнего кембрия. Изученные образцы ОВ-1–

ОВ-7 содержат 42.49–50.33 мас. % SiO_2, 0.63–0.83 мас. % TiO_2, 17.45–20.55 мас. % Al_2O_3 и 3.68–5.40 мас. % MgO. Изменчивость Na_2O, K_2O и CaO при ппп 2.73–6.50 мас. % указывает на перераспределение подвижных компонентов, поэтому диагностическое значение имеют редкие элементы и Sm-Nd характеристики. В образцах ОВ-1 и ОВ-6 установлены повышенные Ba, Sr, Pb и Th при низких Nb и Ta; $(La/Yb)_N$ составляет 7.4 и 5.0. Сочетание LILE-обогащения, Nb-Ta-минимума и умеренного преобладания легких РЗЭ определяет надсубдукционные особенности базальтов.

В образцах ОВ-1 и ОВ-6 содержание Sm составляет 3.501 и 2.708 г/т, Nd – 14.815 и 11.658 г/т, $\varepsilon_{Nd}(520)$ – +3.1 и +6.9 соответственно. Эти значения указывают на преимущественно обедненный, но изотопно несколько неоднородный мантийный источник. В том же интервале сформирован зубовский габбро-монцодиорит-граносиенитовый комплекс с возрастом 520±5 и 512.4±2.1 млн лет и $\varepsilon_{Nd}(t)$ около +2.6...+3.1 **[5, 6]**. Его субщелочной состав предполагает участие более обогащенного мантийного источника и корового компонента. Синхронное проявление ильчирских базальтов и зубовских субщелочных магматитов отражает совместное вовлечение контрастных источников в магматизм центральной части активной окраины.

В интервале ~521–510 млн лет перестройка затронула весь поперечный профиль ТХОС. Во фронтальной части ТХОС происходило накопление отложений терешкинской свиты, а также терекской и эжимской толщ, представленных базальтами островодужного типа, а также E-MORB- и OIB-подобными разностями **[2–4]**. В центральной части ТХОС, в Таннуольской подзоне, проявился разнородный магматизм, отраженный в отложениях ирбитейской свиты: он сочетает островодужные, адакитоподобные и внутриплитные геохимические характеристики **[1]**. Здесь же, в Ондумской подзоне, зафиксированы ильчирские базальты и субщелочной зубовский комплекс. В тыловой Агардагской подзоне островодужные базальты терактигской свиты (ранее относившиеся к вендским офиолитам **[7]**) маркируют самостоятельный раннекембрийский магматический импульс **[8]**.

Такое пространственно-зональное распределение магматических комплексов может интерпретироваться как следствие нарушения устойчивой конфигурации субдукционной зоны в преддверии региональной коллизии. К числу ключевых факторов относится изменение геометрии погружающейся плиты, формирование локальных разрывов и окон в слэбе, поступление астеносферного материала и возрастание теплового потока **[9, 10]**. В процессах активно-окраинного магмогенеза в пределах структур ТХОС одновременно участвовали деплетированные и обогащенные мантийные источники, базитовый субстрат нижней коры, а также вещество погружающейся плиты.

Исследование проведено в рамках госзаданий ТувИКОПР СО РАН и ИГМ СО РАН.

[1] *Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П. и др*. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде – раннем кембрии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 5. С. 649–665.

[2] *Mongush A.A., Olschewski P*. A new look at the geodynamic development of the Ediacaran – early Cambrian forearc basalts of the Tannuola – Khamsara Island Arc (Central Asia, Russia) // Open Geosciences. 2024. V. 16. 20220586.

[3] *Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Колесов К.К. и др*. Кембрийские вулканогенно-осадочные толщи Систигхемского террейна (Центральная Тува) // Геотектоника. 2024. № 6. С. 77–99.

[4] *Монгуш А.А., Леснов Ф.П., Гусев Н.И., Ойдуп Ч.К., Хертек Ч.М., Кадыр-оол Ч.О., Дружкова Е.К*. U-Pb-возраст и геохимия циркона из туфопесчаника р. Коярд (Куртушибинский хребет, Западный Саян): свидетельства ордовикской синколлизионной толщи // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2026. № 1 (65). С. 89–101.

[5] *Гусев Н.И., Суфиев А.А*. Интрузивные образования западной части Каахемского ареал-плутона и медно-порфировое оруденение Тувы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (17–20 октября 2017 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. Вып. 15. С. 76–78.

[6] *Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю*. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 9. С. 1572–1600.

[7] *Pfänder J.A., Jochum K.P., Kozakov I. et al*. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the Late Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 143. P. 154–174.

[8] *Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И. и др*. Фрагмент раннекембрийской континентальной окраины в структуре Тувинского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты U-Pb-датирования циркона и Sr-хемостратиграфии // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512, № 2. С. 165–173.

[9] *Thorkelson D.J., Breitsprecher K.* Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas // Lithos. 2005. V. 79. P. 25–41.
[10] *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.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 207–208

СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВЕНДСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД АНГАРО-ЛЕНСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

З.Л. Мотова, А.В. Плюснин, Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб

Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Иркутская область считается одним из ключевых регионов нефтегазодобычи в Российской Федерации. Наиболее значимым в ресурсной базе региона по праву считается Ковыктинское нефтегазоконденсатное месторождение (НГКМ) – уникальное по запасам месторождение углеводородов (УВ) Ангаро-Ленской нефтегазоносной области (НГО). В настоящее время территория Иркутской области переживает новый этап поисково-оценочных и геологоразведочных работ, которые активно проводятся как государственными, так и частными нефтегазодобывающими компаниями. В частности, в 2009 г. ООО «Када-Нефтегаз» было открыто Заславское газоконденсатное месторождение (ГКМ), расположенное в Балаганском районе Иркутской области. Это месторождение относится к группе месторождений-сателлитов уникального Ковыктинского НГКМ. На территории Ангаро-Ленской НГО наиболее перспективными на обнаружение промышленных залежей УВ являются вендские терригенно-карбонатные породы чорской свиты **[1]**. Чорская свита в районе исследований несогласно залегает на породах фундамента Сибирской платформы и подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. В основании нижней подсвиты чорской свиты выделяется боханский продуктивный горизонт, в средней части разреза верхней подсвиты чорской свиты выделяется парфеновский продуктивный горизонт. Нижняя подсвита чорской свиты сложена преимущественно разнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов. Мощность подсвиты варьируется от 100 до 180 м. Верхняя подсвита чорской свиты сложена песчаниками с прослоями алевролитов, в основании отмечаются конгломераты. Мощность подсвиты изменяется от 15 до 65 м **[1]**.

Согласно данным недропользователя, на площади Заславского ГКМ породы нижней подсвиты чорской свиты (боханский горизонт) являются коллекторами газоконденсата. В данной работе представлены результаты литолого-фациальных и петрографических исследований вендских терригенных пород-коллекторов Заславского ГКМ. Фактическим материалом послужили образцы пород чорской свиты боханского (нижняя подсвита) и парфеновского (верхняя подсвита) продуктивных горизонтов, отобранные из керна параметрических скважин Заславского ГКМ, предоставленные компанией «Када-Нефтегаз».

В ходе литофациальных исследований было установлено, что породы чорской свиты относятся к аллювиальным макрофациям континентальных обстановок осадконакопления, среди которых выделяются фации флювиальных каналов, поймы и песков разлива. Фация флювиальных каналов представлена песчаниками разнозернистыми (преимущественно среднезернистыми) с прослоями мелко- и крупнозернистого песчанистого материала, сменяющимися циклично от крупно- до мелкозернистых, с косой слоистостью. Вверх по разрезу фация флювиальных каналов чередуется с фацией поймы, сложенной горизонтально-слоистыми алевролитами с тонкими прослоями песчанистого материала. Выше наблюдаются песчаники алевритистые с прослоями разнозернистого песчанистого материала с мелкой косой слоистостью ряби течений, отнесенные к фации песков разлива **[2]**.

Петрографические исследования терригенных пород нижней и верхней подсвиты чорской свиты позволили установить аналогичный состав терригенных пород чорской свиты в пределах боханского и парфеновского горизонтов, а именно, в соответствии с классификациями терригенных пород по Н.В. Логвиненко **[3]** и Ф.Дж. Петтиджону **[4]**, породы нижней и верхней подсвиты чорской свиты относятся к полевошпат-кварцевым песчаникам. В минеральном составе песчаников преобладает кварц (70–80 %). Содержание полевых шпатов не превышает 8 %. Также в этих породах присутствуют аллотигенные слюды (биотит и мусковит). Обломки пород (1–9 %) представлены алевролитами, микросланцами и кварцитами.

При изучении особенностей постседиментационных преобразований и текстур, возникающих в результате этих процессов, выявились определенные различия в указанных характеристиках терригенных пород нижней (боханский горизонт) и верхней (парфеновский горизонт) подсвиты чорской свиты. Песчаники нижней подсвиты чорской свиты (боханский горизонт) обнаруживают смешанный коррозионно-регенерационный тип цемента кварцево-глинистого состава. Постседиментационные преобразования в этих породах проявлены лимонитизацией, регенерацией кварца, пелитизацией калиевых полевых шпатов, серицитизацией плагиоклаза, коррозией глинистым веществом обломочных частиц, а также деформацией чешуек аллотигенных биотита и мусковита, огибающих обломочные зерна. Кроме того, терригенные породы нижней подсвиты чорской свиты, для которых отмечается средняя степень сортировки обломочного материала, обнаруживают наличие постседиментационных пустотно-поровых пространств, представленных микростилолитовыми швами и заполненных углеродистым веществом. В этих песчаниках также отмечаются и другие постседиментационные структуры, возникшие в результате гравитационного уплотнения и гравитационной коррозии (растворение под давлением, поздний глубинный катагенез) **[5]**. Отличительной особенностью образцов терригенных пород верхней подсвиты чорской свиты парфеновского продуктивного горизонта является наличие гидрослюдистого и карбонатно-железистого цемента, а также отсутствие микростилолитовых швов. Здесь наблюдаются такие постседиментационные структуры, как регенерационные, конформные, инкорпорационные (средний катагенез) **[5]**.

Изученные терригенные породы нижней и верхней подсвиты чорской свиты обнаруживают схожие условия формирования и петрографический состав. Единственное различие заключается в степени эпигенетических преобразований. Терригенные породы нижней подсвиты чорской свиты обнаруживают вторичные пустотные пространства (микростилолитовые швы), образование которых связано с процессами гравитационной коррозии (растворение под давлением), что, по-видимому, и привело к улучшению их фильтрационно-емкостных свойств. В вышележащих породах верхней подсвиты чорской свиты подобные вторичные пустотные пространства не выявлены. Предполагается, что промышленная залежь Заславского ГКМ, связанная с пластами боханского продуктивного горизонта (нижняя подсвита), контролируется не минеральным составом осадочных пород и условиями его седиментации, а интенсивностью постседиментационных процессов, являющихся наиболее вероятной причиной улучшения коллекторских свойств.

Исследования выполнены при поддержке РНФ, грант № 23-17-00196-П, https://rscf.ru/project/23-17-00196-П.

[1] *Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы* / Ред. Н.В. Мельников, Л.Н. Репина. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. 64 с.
[2] *Рейнек Г.Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 440 с.
[3] *Логвиненко Н.В.* Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1974. 416 с.
[4] *Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.* Sand and Sandstones. New York: Springer-Verlag, 1972. 158 p.
[5] *Япаскурт О.В.* Стадиальный анализ литогенеза. М.: Изд-во МГУ, 1995. 138 с.

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

2026. Выпуск 24. С. 209–210

ПЕТРОЛОГИЯ РАННЕЙ ФАЗЫ КУКУЛЬБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА НА ПРИМЕРЕ СОКТУЙСКОГО И САХАНАЙСКОГО МАССИВОВ (ЦЕНТРАЛЬНОЕ И ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

А.В. Нарыжнова, Н.Н. Крук

Новосибирск, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
naryzhnovav@igm.nsc.ru, kruk@igm.nsc.ru

Редкометалльный гранит-лейкогранитный кукульбейский комплекс, распространенный на территории Агинского и Аргунского террейнов Монголо-Охотского складчатого пояса, является основным источником стратегических редких металлов Забайкалья. В составе кукульбейского комплекса присутствуют как нерудоносные ограниченно редкометалльные «материнские» граниты, так и их рудоносные дифференциаты **[1]**. В многочисленных работах, посвященных изучению гранитоидов комплекса, особое внимание уделяется именно малым рудоносным интрузиям. В то же время ограниченно редкометалльные граниты первой фазы комплекса, формирующие крупные массивы, изучены значительно слабее.

В качестве объектов исследования выбраны гранитоиды ранней фазы кукульбейского комплекса, формирующие два крупнейших массива: Соктуйский и Саханайский. Оба массива имеют сложное строение, в их пределах присутствует несколько петрографических разновидностей. Для уточнения возраста гранитоидов и динамики формирования Соктуйского и Саханайского массивов были проведены локальные U-Pb изотопные исследования циркона из всех обнаруженных разновидностей пород методом LA-ICP-MS. Согласно полученным данным, формирование гранитоидов ранней фазы кукульбейского комплекса произошло в раннем мелу (145–140 млн лет).

В составе Соктуйского массива выделяется главная интрузивная фаза (ГИФ) и фаза дополнительных интрузий (ФДИ). ГИФ представлена монцогранит-лейкогранитами, среди ФДИ присутствуют щелочно-полевошпатовые гранит-порфиры, аляскиты, кварцевые сиениты и гранодиориты. Гранитоиды ГИФ Соктуйского массива обогащены фтором и литофильными редкими элементами (Li, Rb, Cs, а также, по данным предшественников, – Be, Sn и W) и относятся к породам главной фазы гранитоидов редкометалльно-плюмазитового типа. По содержанию высокозарядных элементов и по соотношению ряда петрогенных оксидов породы ФДИ Соктуйского массива относятся к умеренно-щелочным гранитам A_2-типа, возникшим в обстановках растяжения. В строении Саханайской интрузии традиционно выделялись гранитоиды ГИФ и апикальной зоны (АЗ) **[2]**. ГИФ состоит из монцогранитов-лейкогранитов и гранодиоритов-гранитов, АЗ – из монцолейкогранитов. Все гранитоиды массива являются высокоглиноземистыми, содержат повышенные концентрации литофильных редких элементов (Li, Rb, Cs) и P_2O_5, отчасти наблюдаются повышенные содержания HFSE и REE. С учетом повышенной глиноземистости обогащение фтором, литием, рубидием и цезием породы главной и апикальной фазы Саханайского массива относится к редкометалльно-плюмазитовому типу.

Петрогеохимический состав пород и минералов свидетельствует о восстановленном составе магматического расплава всех изученных гранитоидов. Однако в породах Соктуйского массива зафиксировано незначительное изменение окислительно-восстановительных условий формирования гранитоидных магм, выраженное в изменении состава газовой фазы флюидных включений, которые сингенетичны с расплавными включениями в гранитоидах ГИФ и ФДИ Соктуйского массива. В гранитоидах ФДИ в составе флюидных включений наблюдается обилие метана, в то время как во флюидных включениях из кварца гранитоидов ГИФ преобладает углекислый газ. Первичные флюидные включения в кварце гранитоидов Саханайского массива чисто водные – примесных компонентов в газовой фазе не обнаружено.

Магматические слюды гранитоидов Соктуйского массива содержат как фтор, так и хлор. При этом максимальные концентрации хлора (при более низких концентрациях фтора) наблюдаются в породах ФДИ, в гранитоидах ГИФ концентрации хлора существенно ниже. В слюдах гранитоидов Саханайского массива хлор не обнаружен.

Значения $\varepsilon_{Nd(t)}$ в гранитоидах ГИФ Соктуйского и Саханайского массива слабоотрицательные (от –0.8 до –3.8), а в породах ФДИ Соктуйского массива – от 0 до 0.3.

В разрезе Агинского и Аргунского террейнов отсутствуют древние фосфориты и эвапориты, плавление которых могло внести существенные концентрации хлора и фосфора в гранитные расплавы кукульбейского комплекса. Вместе с тем на изученной территории развиты рифтогенные впадины, сложенные позднеюрскими – раннемеловыми шошонит-латитовыми и трахибазальт-риолитовыми сериями кайласской и тургинской свит. В составе вулканических пород наблюдаются высокие концентрации как фосфора, так и редкоземельных и высокозарядных элементов **[3, 4]**. Повышенные содержания хлора (при отсутствии фтора) в слюдах и более восстановленный состав газовой фазы флюидных включений в гранитоидах ФДИ Соктуйского массива могут объясняться только участием в их образовании мантийного расплава или флюида **[5]**.

Проведенные минеральные, петрогеохимические и изотопные исследования показали неоднородность состава гранитоидов ранней фазы кукульбейского комплекса. Формирование изученных пород обусловлено воздействием мантийных магм, а также флюидов мантийной и коровой природы на породы континентальной коры. Прямое участие мантийных магм с восстановленным хлористым и/или фосфористым флюидом привело к формированию гранитоидов ФДИ Соктуйского массива, а также гранодиорит-гранитов ГИФ Саханайского массива. Термальное воздействие очагов высокотемпературных мантийных магм вызвало гранулитовый метаморфизм пород коры с высвобождением фтористого и более окисленного флюида, при участии которого были сформированы редкометалльно-плюмазитовые гранитоиды ГИФ Соктуйского и Саханайского массивов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (проект № 13.1902.24.44, соглашение № 075-15-2024-641).

[1] *Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф.* Изотопно-геохимическая модель формирования Li-F гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье. СПб.: Наука, 2007. 148 с.

[2] *Козлов В.Д., Свадковская Л.Н.* Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1977. 252 с.

[3] *Кхлиф Н., Сасим С.А., Андреева Ю.С.* Вещественные особенности и петрогенезис вулканитов кайласской и тургинской свит Александрово-Заводской рифтогенной впадины Юго-Восточного Забайкалья // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле. 2017. Т. 19. С. 108–129.

[4] *Андреева Ю.С., Сасим С.А., Дриль С.И.* Геохимия и петрогенезис позднемезозойских вулканитов Торейской и Харанорской впадин (Восточное Забайкалье) // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле. 2020. Т. 33. С. 3–20.

[5] *Бушляков И.Н., Холоднов В.В.* Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука, 1986. 186 с.

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

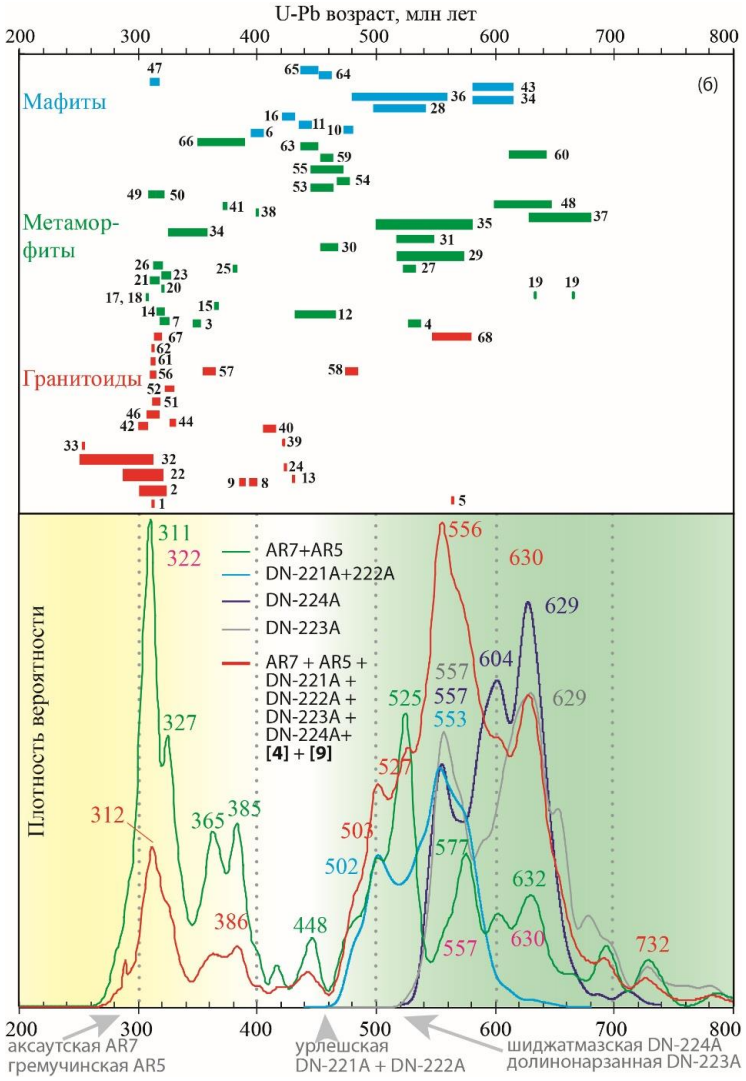
2026. Выпуск 24. С. 211–213

ГЕРЦИНИДЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА – «ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЙ ОБРАЗ» ПО РЕЗУЛЬТАТАМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА

А.С. Новикова

Москва, Геологический институт РАН, novikova2787@yandex.ru

В тектонических зонах Главного и Передового хребтов Большого Кавказа (**БК**), а также в Бечасынской зоне его северного склона обнажены комплексы кристаллических (метаморфических и магматических) пород палеозоя и позднего докембрия **[1–6, 9, 11, 12]**. Это герциниды **БК** (его структурное основание), слагающие фундамент вовлеченной в современный орогенез южной части Скифской платформы.



«Геохронологический образ» герцинид Большого Кавказа по результатам U-Pb датирования циркона. (*а*) – сводка датировок проявлений магматизма и метаморфизма в разнообразных породах кристаллических комплексов (возраст ±1σ); номер – источник данных (ссылки приведены в **[10]**); (*б*) – детритовый «геохронологический образ» герцинид **БК** – кривые плотности вероятности датировок **dZr** моложе 800 млн лет из герцинской молассы (аксаутская свита (AR7) **[10]** + наши новые данные по гремучинской (AR5) свите), урлешской (DN-221A) **[8]**, шиджатмазской (DN-223A) и долинонарзанной (DN-224A) свитам **[7]**, а также сводной кривой плотности вероятности с добавлением датировок из **[4, 9]**. Серые стрелки маркируют возраст свит.

Мы собрали по возможности все известные надежные U-Pb датировки по циркону из магматических и метаморфических пород кристаллических комплексов в выступах «герцинского» структурного основания фундамента **БК [2, 4–6, 9, 11, 12 и др.]**. Таких датировок оказалось около шести десятков (рисунок, а). Кроме того, мы аккумулировали статистически и методически представительные результаты (всего 727 датировок) U-Pb изотопного датирования детритового циркона (**dZr**) из (мета)обломочных пород фундамента Бечасынской зоны **БК**: (1) нижнепермской аксаутской свиты **[10]**; (2) верхнекаменноугольной гремучинской свиты (наши неопубликованные данные); (3) раннеордовикской урлешской свиты **[8]**; (4) шиджатмазской и (5) долинонарзанной свит **[7]** верхнего докембрия. Этот возрастной набор U-Pb датировок **dZr** дополнен разрозненными датировками **dZr** (всего 105 датировок) из комплексов других зон структурного основания **БК [4, 9]** (рисунок, б). В итоге сформирован «геохронологический образ» герцинид **БК** и выявлена совокупность временных интервалов магматизма и метаморфизма в фундаменте южной части Скифской молодой платформы (рисунок).

Основные черты «геохронологического образа» герцинского фундамента **БК**:

1. Породы фундамента **БК** сохранили свидетельства различных эпизодов магматизма и метаморфизма, попадающие в интервал 280–740 млн лет.

2. Детритовый «геохронологический образ» основан преимущественно на материалах по Бечасынской зоне. Добавление к нему данных по другим зонам **БК** фактически не изменило характер распределения датировок, т.е. полученный детритовый «геохронологический образ» отражает возрастную характеристику герцинид всего **БК**.

3. Кристаллические породы древнее 620 млн лет не выявлены на современном эрозионном срезе **БК**. При этом в герцинидах **БК** многочисленны **dZr** с возрастом ~600–680 млн лет, т.е. следы тектономагматических событий с возрастом ~600–680 млн лет здесь сохранены только в виде детрита.

4. Гранитоиды в герцинидах **БК** образуют две возрастные группы (~280–430 и ~480–580 млн лет), которым соответствуют частотные пики датировок **dZr** из пород аксаутский и гремучинской свит, а возрастной интервал ~480–580 млн лет выражен в датировках **dZr** из пород урлешской свиты.

5. В герцинидах **БК** распространены мафиты с возрастом ~400–620 млн лет, однако **dZr** с таким возрастом представлены лишь единичными зернами. Это связано с тем, что для меланократовых пород акцессорный циркон не типичный минерал.

6. В датировках **dZr** из песчаников аксаутской (AR7) и гремучинской (AR5) свит, слагающих герцинскую молассу (зеленая кривая на рисунке, б), отражена как герцинская, так и догерцинская часть «геохронологического образа» герцинид **БК**. Сопоставление распределений датировок кристаллических пород герцинид **БК** и **dZr** из песчаников герцинской молассы показывает идеальное совпадение. Это свидетельствует о том, что для песчаников из молассы прямым источником **dZr** с возрастом моложе 460 млн лет были кристаллические комплексы герцинид **БК**. Самый яркий пик ~309 млн лет соответствует возрасту гранитов Малкинского (300–320 млн лет) **[11]**, Даховского (311 млн лет) **[6]**, Тырныаузского (302 млн лет) **[12]** массивов. Эти и одновозрастные им граниты были источниками **dZr** с возрастом ~309 млн лет в молассовые песчаники. Близкие значения возраста зафиксированы в метаморфитах фундамента **БК**. Они также могли быть источниками **dZr** такого возраста для молассовых песчаников. Хорошее перекрытие древних частей КПВ датировок **dZr** из песчаников верхнепалеозойской молассы, урлешской, шиджатмазской и долинонарзанной свит свидетельствует о том, что **dZr** древнее 460 млн лет попали в молассовые песчаники за счет перемыва пород урлешской, шиджатмазской и долинонарзанной свит и/или их стратиграфических эквивалентов.

Исследования выполнены по научной программе гранта РНФ (№ 25-17-00301).

[1] *Ажгирей Г.Д., Баранов Г.И., Кропачев С.Н. и др*. Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 263 с.

[2] *Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М*. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: Научный мир, 2005. 460 с.

[3] *Геология СССР*. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. I. М.: Недра, 1968. 760 с.

[4] *Герасимов В.Ю., Снежко В.А., Мозар Д. и др*. Цирконометрия и термохронология мигматизированных гнейсов Гондарайского метаморфического комплекса Большого Кавказа // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2020. № 4. С. 30–44.

[5] *Камзолкин В.А., Латышев А.В., Видяпин Ю.П. и др*. Поздневендские комплексы в структуре метаморфического основания Передового хребта Большого Кавказа // Геотектоника. 2018. № 3. С. 42–57.

[6] *Кузнецов Н.Б., Бишаев Ю.А., Романюк Т.В. и др*. Возраст и термальная история гранитоидов Даховского массива (горная часть северного склона западного сегмента Большого Кавказа) // Записки Горного института. 2026 (в печати).

[7] *Кузнецов Н.Б., Разумовский А.А., Латышева И.В. и др*. Вклад в региональную стратиграфию верхнего докембрия Бечасынской зоны северного склона Большого Кавказа по результатам U-Th-Pb (LA-ICP-MS) датирования циркона из метатуфопесчаников шиджатмазской и долинонарзанной свит // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2026. № 3. С. 22–38. doi:10.7868/S3034537526040063.

[8] *Кузнецов Н.Б., Разумовский А.А., Латышева И.В. и др*. Возраст урлешской свиты (базальный уровень палеозойского разреза северного склона Большого Кавказа) и источники слагающего ее обломочного материала // Доклады РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 521, № 2. С. 167–177. doi:10.31857/S268673-9725040012.

[9] *Большой Кавказ в альпийскую эпоху* / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

[10] *Новикова А.С., Кузнецов Н.Б. Разумовский А.А. и др*. Характер распределения возрастов детритового циркона в эпигерцинской молассе Большого Кавказа (нижнепермская аксаутская свита) // Литология и полезные ископаемые. 2026. № 4. С. 379–405. doi:10.7868/S3034537526040063.

[11] *Снежко В.А., Снежко В.В., Шарпенок Л.Н*. Малкинский гранит-лейкогранитовый плутонический комплекс (Северный Кавказ) // Региональная геология. 2021. № 85. С. 5–20.

[12] *Соловьев С.Г., Кряжев С.Г., Семенова Д.В. и др*. Позднепалеозойский возраст интрузивных пород массива «трондьемитов» Mo-W месторождения Тырныауз (Северный Кавказ, Россия): первые результаты U-Pb изотопного датирования циркона (метод LA-ICP-MS) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497, № 2. С. 116–121.

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

2026. Выпуск 24. С. 214–215

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ТУЛОВЧИХИНСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА

Р.О. Овчинников, А.А. Сорокин

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

Одним из основных направлений в рамках разработки интегрированной геодинамической модели формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) является исследование метаморфических комплексов, традиционно рассматривающихся в качестве раннедокембрийского фундамента вовлеченных в структуру пояса континентальных массивов. Данные образования несут информацию о наиболее ранних процессах в геологической истории континентальных массивов **[4]**.

Буреинский массив – один из наиболее крупных континентальных массивов в восточном сегменте пояса **[2, 3]**. Согласно существующим схемам тектонического районирования, Буреинский массив совместно с Цзямусинским и Ханкайским массивами являются составными частями Бурея-Цзямуси-Ханкайского супертеррейна **[2, 3]**.

К числу ключевых элементов в строении Буреинского массива относятся условно раннедокембрийские метаморфические образования туловчихинской свиты, рассматривающиеся в качестве его раннедокембрийского основания **[1, 3]**. В то же время они практически не изучены. В связи с этим мы выполнили U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования циркона из метаморфических пород туловчихинской свиты бассейна р. Ниман северо-восточной части Буреинского массива.

В нашей коллекции, представляющей метаморфические образования туловчихинской свиты в обозначенном выше районе, преобладают гранатсодержащие амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты.

Гнейсы туловчихинской свиты сложены кварцем (35–45 %), плагиоклазом (20–35 %), биотитом (10–16 %), амфиболом (10–14 %) и калиевым полевым шпатом (5–6 %). Акцессорные минералы представлены гранатом, цирконом, эпидотом, ильменитом и шамозитом. Текстура – гнейсовидная, структура нематолепидогранобластовая.

Амфиболиты туловчихинской свиты сложены амфиболом (35–45 %), плагиоклазом (35–45 %), калиевым полевым шпатом (~5 %) и биотитом (~5 %). Акцессорные минералы включают титанит, ильменит, пирит и циркон. Амфиболиты обладают массивной текстурой и нематогранобластовой структурой.

Ранее в результате реконструкции первичной природы протолита было показано соответствие рассматриваемых образований ортотипам метаморфических пород **[6]**.

U-Th-Pb геохронологические исследования циркона выполнены в Геохронологическом центре Аризонского университета (Arizona Laser ChronCenter, USA) с использованием системы лазерной абляции PhotonMachinesAnalyteG2 и ICP масс-спектрометра ThermoElement 2. Детальное описание аналитических процедур приведено в статье **[7]** и на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Средневзвешенные значения возраста, конкордантный возраст (Concordia Ages) рассчитаны в программе Isoplot R **[8]**.

Для проведения U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований использовано ~130 зерен циркона из ортогнейса (обр. R-113) и амфиболита (обр. R-116).

Для 72 зерен циркона из ортогнейса получены конкордантные оценки возраста в интервале 478–459 млн лет со средневзвешенным значением 469±1 млн лет (СКВО=0.33, вероятность = 0.56). Практически идентичное значение возраста получено при расчете с использованием пакета TuffZirc – 470+1/–1 млн лет.

Для 65 зерен циркона из ортоамфиболита получены конкордантные оценки возраста в интервале779–753 млн лет со средневзвешенным значением 767±2 млн лет (СКВО=0.46, вероятность = 0.50), идентичным возрасту, полученному при расчете с использованием пакета TuffZirc, 768 +3/–3 млн лет.

Морфологические особенности, внутреннее строение изученных кристаллов циркона из рассматриваемых ортогнейсов и ортоамфиболитов, а также высокие значения Th/U отношения в них (>1) указывают на их магматическое происхождение **[5]**. Это позволяет рассматривать полученные оценки возраста 469±1 и 767±2 млн лет в качестве возраста кристаллизации протолитов ортогнейсов и ортоамфиболитов, отнесенных к туловчихинской свите.

Результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что протолиты рассматриваемых ортогнейсов и ортоамфиболитов туловчихинской свиты северо-восточной части Буреинского массива имеют среднеордовикский и ранненеопротерозойский возраст соответственно. Полученные данные в существенной степени конфликтуют с традиционными представлениями, согласно которым этим образованиям приписывается раннедокембрийский возраст **[1, 3]**. Кроме того, новые геохронологические данные для метаморфических пород туловчихинской свиты свидетельствуют о том, что в ее составе совмещены разновозрастные породы.

Работа выполнена в рамках госзадания Института геологии и природопользования ДВО РАН.

[1] *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.

[2] *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др*. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.

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

[4] *Ярмолюк В.В., Дегтяров К.Е*. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.

[5] *Hoskin P.W.O., Schaltegger U*. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. 2003. V. 53. P. 27–62.

[6] *Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Xu W.L. et al*. Age and petrogenesis of metamorphic rocks of the Tulovchikha Formation, northeastern Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt // Geological Journal. 2026. doi:10.1002/gj.70401.

[7] *Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Xu W.L. et al*. Ages and nature of the protolith of the Tulovchikha metamorphic complex in the Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt, Russia: evidence from U-Th-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd, and $^{40}Ar/^{39}Ar$ data // Lithos. 2019. V. 332–333. P. 340–354.

[8] *Vermeesch P*. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 1479–1493.

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

2026. Выпуск 24. С. 216–218

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ПЕТРОМАГНЕТИЗМ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ БИРЮСИНСКОГО ПРИСАЯНЬЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В РАЙОНЕ Р. МАЛАЯ БИРЮСА

А.М. Пасенко[1], С.В. Малышев [2], И.Е. Лебедев[1], А.А. Шаламова[2], Е.П. Кулакова[1]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, a.m.pasenko@ifz.ru
[2] Санкт-Петербург, Санкт-Петербургский государственный университет

Район Бирюсинского Присаянья является одним из ключевых объектов для исследования эволюции юго-западной окраины Сибирской платформы и сопряженных с ней структур в позднем докембрии. Это важно для разработки, тестирования и уточнения известных суперконтинентальных и палеогеодинамических реконструкций для времени сборки и распада Родинии **[1]**, а также для уточнения тектонической эволюции Сибирской платформы в это время.

Согласно текущим представлениям, на территории западной и южной окраины Сибирской платформы распространен крупный комплекс интрузивных тел основного состава с возрастом около 720 млн лет (Иркутская крупная магматическая провинция (КМП)) **[2]**, который сопоставлялся с интрузивными телами Франклинской КМП Лаврентии и мог маркировать распад суперконтинента Родиния **[2]**.

Однако исследования последних лет показали **[3, 4]**, что в Присаянье предполагаемый объем базитового магматизма 720 млн лет мог быть сильно преувеличен, так как ряд недавних определений возраста U-Pb методом по циркону и бадделеиту не согласовывался с более ранними верхнерифейскими датировками (720–740 млн лет), а указывал на их более древний – нижнерифейский – возраст (1610–1630 млн лет).

Палеомагнитные исследования базитовых тел нерсинского интрузивного комплекса (Иркутская КМП в районе Бирюсинского Присаянья) изначально были призваны получить новое палеомагнитное определение для верхнего рифея Сибири для разработки траектории кажущейся миграции ее полюса, однако ввиду возникшей неопределенности с возрастом изучаемых тел комплекса эти исследования могли бы помочь разделить раннерифейские и верхнерифейские магматические тела по записанным в них направлениям намагниченности. Серьезным препятствием для проведения палеомагнитных исследований в изучаемом районе являлась его активная тектоническая история, которая значительно повлияла на первично-магматические минералы-носители естественной остаточной намагниченности, а также в ряде случаев привела к формированию новых магнитных минералов.

В докладе мы представим результаты палеомагнитных исследований интрузивных тел нерсинского комплекса и вмещающих их палеопротерозойских гранитов саянского комплекса, изученных нами в среднем и нижнем течении р. Малая Бирюса, а также в районе руч. Яга (правый приток р. Бирюса). Далее мы приведем краткое описание палеомагнитного сигнала, записанного в изученных породах.

Результаты магнитных чисток опробованных магматических тел Присаянья оказались весьма противоречивы. Практически во всех образцах из изученных тел сохранился палеомагнитный сигнал, а его качество зависело лишь от изначального магнитно-минералогического состава породы.

В качестве наиболее яркого примера палеомагнитной записи, сохранившейся в опробованных нами породах, можно привести граниты саянского комплекса. В целом, образцы гранитов демонстрируют достаточно «шумную» палеомагнитную запись, которая полностью размагничивается к 480–540 °С, однако некоторые образцы обладают стабильным палеомагнитным сигналом с максимальными деблокирующими температурами ~580 °С. В первом случае выделенные направления характеристической компоненты намагниченности демонстрируют юго-западные склонения и умеренные положительные наклонения, а во втором – северо-западные склонения и

околонулевые наклонения. Это может указывать на различную природу и время формирования намагниченности, записанной в изучаемых образцах.

В целом, вне зависимости от типа опробованных пород, их возраста и структурного положения (граниты саянского комплекса / дайки и силлы нерсинского комплекса / песчаники карагасской серии) выделенные в них направления древней намагниченности демонстрируют схожее поведение: при общем хаотичном распределении в рамках одного тела (сайта) единичные образцы (3–7 образцов) формируют кластеры. Эти кластеры отвечают следующим направлениям намагниченности – северо-западные склонения / околонулевые наклонения (направление «C» **[5]**) и юго-западные склонения / умеренные положительные наклонения (направление «D» **[5]**). Обратим внимание на то, что в одном из интрузивных тел нерсинского комплекса, наоборот, фиксировался кластер юго-восточных склонений и околонулевых наклонений (направление «Cr»), что мы рассматриваем как проявление антиподального направления для кластера «C» **[5]**.

Направления кластера «C» выделены нами в ряде тел нерсинского интрузивного комплекса, а также в палеопротерозойских гранитах саянского комплекса. Направления «Cr» выделены в одном из крупных интрузивных тел нерсинского комплекса, опробованного в долине р. М. Бирюса в 4 км выше устья р. Б. Ерма. Интрузивные тела, опробованные нами в долине р. Яга, также демонстрируют преимущественно хаотичное распределение направлений древней намагниченности, однако в них проявляются оба кластера – и «C», и «D».

Отметим, что за исключением архейских метаморфических пород Бирюсинской глыбы данные анизотропии магнитной восприимчивости указывают на невысокую степень анизотропии магнитной текстуры пород, а также демонстрируют хаотичное распределение направлений осей эллипсоида анизотропии, что также может указывать на проявление процессов перемагничивания, которые повлияли и на магнитную запись.

Однако наличие крупного тела долеритов нерсинского комплекса, в котором отмечается присутствие кластера направлений, антиподальных группе «C» – «Cr», может поддерживать ранние выводы о сохранности древнего палеомагнитного сигнала в интрузивных телах нерсинского комплекса, основанные на положительном тесте контакта **[5]**. Отметим, что в «нерсинских» интрузивных телах компоненты, демонстрирующие направления «C», часто связаны с титаномагнетитом, который традиционно рассматривается как первично-магматический ферромагнитный минерал, который может нести древнюю остаточную намагниченность **[6]**. С другой стороны, в ряде интрузивных тел нерсинского комплекса, а также в одном из сайтов гранитов саянского комплекса фиксируется и группа направлений намагниченности «D» (юго-западные склонения и умеренные положительные наклонения). На данном этапе исследований нет явных указаний в пользу ее первичности в нерсинских долеритах, но для гранитов она явно вторичная. Полюсы, рассчитанные с направления этой компоненты для разных сайтов, тяготеют к «африканскому кластеру» полюсов **[7]**, где также располагается и полюс для даек р. Китой с возрастом ~760 млн лет **[8]**.

Таким образом, в палеопротерозойских гранитах фиксируется два этапа перемагничивания, выраженных в различных направлениях намагниченности – «C» и «D». Первое соответствует направлению, рассчитанному для силлов нерсинского комплекса Бирюсы, а второе – для даек р. Китой (но оно также иногда проявляется в дайках Бирюсы). Возраст первого этапа перемагничивания на данном этапе мы связываем с формированием в регионе комплекса силлов ~1620 млн лет назад. Возраст второго на данный момент можно оценить как ~720–740 млн лет. Проявление в одном геологическом теле двух разнонаправленных компонент намагниченности явно указывает на существенные вторичные процессы, приведшие к формированию новых магнитных минералов (магнетита), или же на то, что в ряде обнажений были опробованы разновозрастные интрузивные тела, которые в полевых условиях были неразличимы. В любом случае наши новые данные явно фиксируют два этапа магматизма на территории Бирюсинского Присаянья и практически наверняка указывают на то, что нерсинский интрузивный комплекс, выделенный ранее, включает в себя как минимум две разновозрастных группы интрузивных тел.

Новые палеомагнитные данные, полученные по этим телам, в свою очередь, могут указывать на возможную первичность палеомагнитных определений по телам нерсинского интрузивного комплекса, полученных ранее **[5, 7]**, что вкупе с новыми геохронологическими данными позволяет отнести этот палеомагнитный полюс к ~1620 млн лет, а не к 740 млн лет, как предлагалось ранее **[5]**. Палеомагнитные данные также указывают на широкое проявление вторичных перемагничивающих процессов в регионе, в частности, проявлены указания и на магматизм ~740 млн лет назад, однако надежно его диагностировать и описать на настоящем этапе затруднительно.

Исследование проводится в рамках проекта РНФ №24-77-10026.

[1] *Evans D.A.D*. Chapter 17 – Meso-Neoproterozoic Rodinia supercycle // Ancient Supercontinents and the Paleogeography of Earth / Eds. L.J. Pesonen et al. Elsevier, 2021. P. 549–576.

[2] *Ernst R.E., Gladkochub D.P., Söderlund U., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Mazukabzov A.M., El Bilali H*. Identification of the ca. 720 Ma Irkutsk LIP and its plume centre in southern Siberia: The initiation of Laurentia-Siberia separation // Precambrian Research. 2023. V. 394. 107111.

[3] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Salnikova E.B., Mazukabzov A.M., Kotov A.B. et al*. Evidence of the latest Paleoproterozoic (~1615 Ma) mafic magmatism the southern Siberia: Extensional environments in Nuna supercontinent // Precambrian Research. 2021. V. 354. 106049.

[4] *Изобродин И.А., Дорошкевич А.Г., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Изох А.Э., Летникова Е.Ф., Иванов А.В*. Возраст и петрогенез долеритов р. Мара (Присаянский краевой выступ фундамента южной части Сибирского кратона) // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15, № 5. 0789.

[5] *Метелкин Д.В., Белоносов И.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., 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.

[6] *Tauxe L*. Essentials of paleomagnetism. Berkeley: University of California Press, 2010. 489 p.

[7] *Павлов В.Э., Шацилло А.В., Петров П.Ю*. Палеомагнетизм верхнерифейских отложений туруханского и оленекского поднятий и удинского Присаянья и дрейф Сибирской платформы в неопротерозое // Физика Земли. 2015. № 5. С. 107–139.

[8] *Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Murphy J.B. et al*. Paleomagnetism of Cryogenian Kitoi mafic dykes in South Siberia: Implications for Neoproterozoic paleogeography // Precambrian Research. 2013. V. 231. P. 372–382.

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

2026. Выпуск 24. С. 219–221

ЛЕРЦОЛИТ СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ В ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЕ ПОД ГАЙОТОМ АЛЬБА, СВЯЗЫВАЮЩИЙ МЕЛОВОЙ ПЛЮМОВЫЙ И МИОЦЕНОВЫЙ PETIT-SPOT ВУЛКАНИЗМ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР В ТИХОМ ОКЕАНЕ

И.С. Перетяжко, Е.А. Савина

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

Океаническая литосфера традиционно рассматривается как продукт частичного плавления и аккреции астеносферного вещества на срединно-океанических хребтах, которое затем охлаждается, утолщается и постепенно становится частью субдуцируемой плиты. Однако петрологические, изотопно-геохимические и геофизические данные показывают, что ее мантийная часть не является однородной. В ней могут сохраняться деплетированные реститы плавления, продукты последующего метасоматизма, пироксенитовые, амфибол (паргасит)- и апатитсодержащие жилы, а также более древние литосферные фрагменты с изотопно обогащенными характеристиками **[1–3]**. Установление происхождения, возраста и пространственного масштаба таких гетерогенностей необходимо для понимания эволюции океанических плит, взаимодействия плюмовых и литосферных процессов, а также состава вещества, поступающего в зоны субдукции.

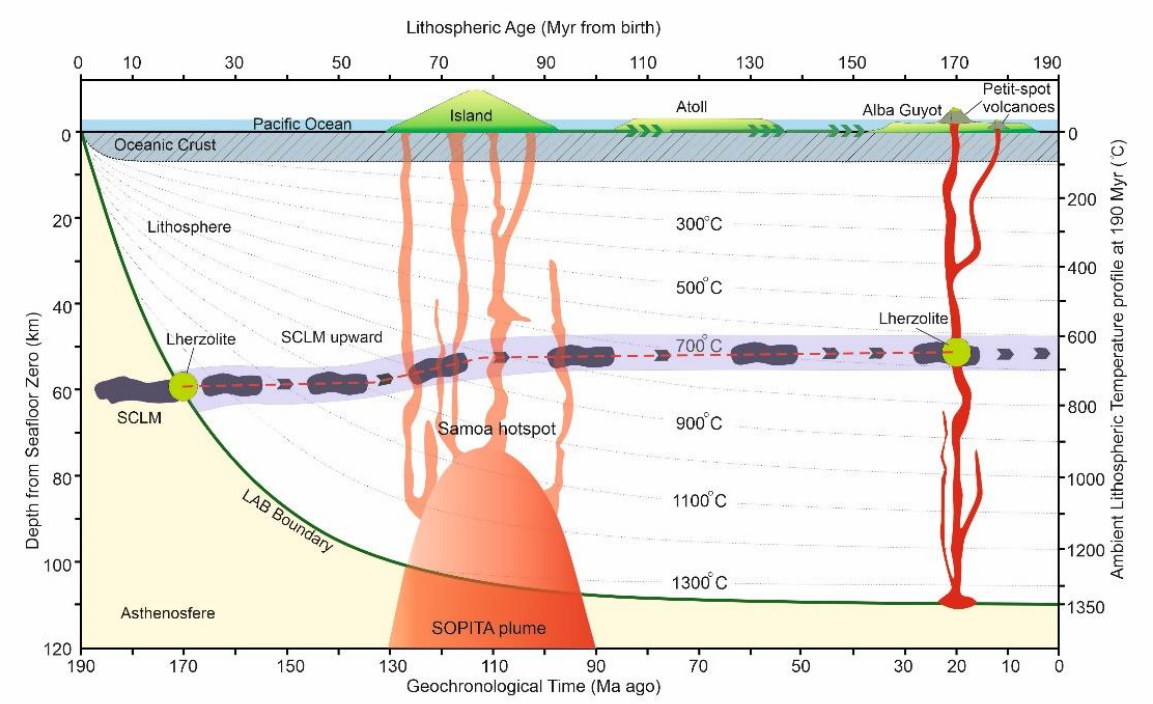
Особый интерес в этом отношении представляет petit-spot вулканизм – маломасштабные извержения, возникающие вблизи изгиба и разломообразования древней океанической плиты перед субдукцией **[4–7]**. Petit-spot магмы образуются при малых степенях плавления вблизи LAB и способны захватывать ксенокристы и ксенолиты из литосферной мантии и океанической коры, поэтому они дают редкую возможность непосредственно исследовать строение и химическую неоднородность старой океанической литосферы перед ее субдукцией. Ранее изученные petit-spot ксенолиты представлены преимущественно небольшими фрагментами шпинелевых перидотитов, пироксенитов и пород океанической коры, испытавших различные степени деплетирования, реакционного взаимодействия с расплавами и метасоматизма **[2, 3]**. Происхождение изотопно обогащенных мантийных компонентов, выявляемых как в молодых petit-spot лавах, так и в меловых внутриплитных базальтоидах океанов, остается остро дискуссионным. Их связывают как с рециклированным веществом в астеносферной мантии и диффузными плюмовыми компонентами, так и с древними гетерогенными доменами, локализованными в океанической литосфере **[1, 8–11]**.

Эта проблема особенно актуальна для Магеллановых гор в Тихом океане, где меловые внутриплитные базальты характеризуются сложным сочетанием HIMU-, EM1-, EM2- и FOZO-подобных изотопных признаков **[8–11]**. Возрастную прогрессию вулканических массивов гайотов и реконструкцию движения плиты с Магеллановыми горами обычно увязывают с ее прохождением в меловом периоде 130–90 млн лет назад над Arago, Rarotonga и Samoa горячими точками – производными SOPITA супер-плюма (рисунок). Гайоты Альба, Паллада и Федорова по этим реконструкциям расположены на Samoa треке **[8, 9]**. Однако Sr-Nd-Pb-Hf изотопные характеристики значительной части лав Магеллановых гор не могут быть объяснены изотопией только одной горячей точки или смешением Samoa, Rarotonga и Arago компонентов. В частности, многие базальтоидные породы гайотов имеют EM1-подобную характеристику: относительно высокое $^{87}Sr/^{86}Sr$, пониженное $^{143}Nd/^{144}Nd$ и отрицательный εNd **[10, 11]**. Такие особенности могут отражать участие обогащенного мантийного компонента. Однако не ясно, где он находился – в плюмовом источнике, конвектирующей астеносфере либо был связан с фрагментом древней субконтинентальной литосферы (SCLM domain), находящейся в океанической плите.

Целью настоящей работы было определение минералого-геохимических и изотопных характеристик необычного ксенолита шпинелевого лерцолита, обнаруженного в миоценовых базанитах гайота Альба. Лерцолит состоит из Ol+Opx+Cpx+Sp и характеризуется сильно деплетированным составом. Минеральная термобарометрия по составам первичных пироксенов согласованно фиксирует высокотемпературную стадию минеральной ассоциации лерцолита

1000±70 °C при 1.8±0.2 GPa. Последующая эволюция включала длительное субсолидусное охлаждение, распад пироксенов с образованием ламелей Opx, Cpx и Sp.

Sm-Nd-Sr-Pb изотопия показала, что лерцолит имеет EM1-подобные характеристики: суперхондритовое $^{147}Sm/^{144}Nd$, низкое $(^{143}Nd/^{144}Nd)t$, сильно отрицательный εNd(t), умеренно радиогенный Sr и относительно нерадиогенный Pb. В сочетании с деплетированным составом эти характеристики близки к EM1-подобному SCLM domain. Современные реконструкции связывают Магеллановы горы с треком от Samoa горячей точки, но при этом вулканические породы гайотов Альба, Паллада, Федорова, Говорова, Гордина и Скорняковой имеют EM1-подобные Sr-Nd-Pb изотопные составы, которые не согласуются с каноническим Samoa EM2-вулканизмом. Тренд изотопной эволюции меловых лав гайотов Магеллановых гор направлен к реконструированному составу ксенолита лерцолита. Полученные результаты согласуются с моделью взаимодействия расплавов Samoa плюма с SCLM domain, расположенным в океанической плите под гайотом Альба. Такое плюм-литосферное взаимодействие могло сформировать региональный меловой EM1-подобный изотопный тренд вулканических пород Магеллановых гор.



Термальная и структурная эволюция Тихоокеанской плиты под гайотом Альба от юрского периода до миоцена по модифицированной CHABLIS модели охлаждения плиты (расчетные данные авторов). Около ~170 млн лет назад лерцолитовый SCLM domain был захвачен молодой плитой, когда ее мощность на LAB уровне была ~60 км от абиссали (дна океана). На этой стадии первичная минеральная ассоциация лерцолита (Ol+Opx+Cpx+Sp) была в равновесии при 1000±70 °C и 1.8±0.2 GPa. В результате последующего длительного кондуктивного охлаждении мощность плиты увеличилась и ее температура на SCLM уровне снизилась в мелу до ~800–950 °C, а в миоцене до ~650–780 °C. Субсолидусное охлаждение лецолита привело к распаду пироксенов и образованию ламелей Opx, Cpx и Sp при (1.7–1.5)±0.2 GPa. В меловом периоде плюм-тектоника, связанная с Samoa hotspot, подняла SCLM domain на ~10–13 км по сравнению с его юрским уровнем в плите. В миоцене глубинные флексурные разломы толстой плиты вблизи Миарианской зоны субдукции вызвали petit-spot вулканизм. Поднимающийся от LAB уровня расплав захватил из SCLM domain ксенолит лерцолита и вынес его на плато гайота Альба при извержении базанитового вулкана ~20 млн лет назад.

Миоценовый petit-spot базанит также имеет EM1-подобную изотопию и отрицательный εNd(t), что объясняется его взаимодействием с SCLM domain во время подъема базанитовой магмы через океаническую литосферу (рисунок). Таким образом, ксенолит лерцолита гайота Альба является первой находкой SCLM domain в Тихоокеанской плите, который участвовал как в меловом Samoa-плюмовом, так и в миоценовом petit-spot магматизме.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ 25-17-00128, https://rscf.ru/project/25-17-00128/.

[1] *O'Reilly S.Y., Zhang M., Griffin W.L., Begg G., Hronsky J*. Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: A solution to the geochemical "mantle reservoir" problem? // Lithos. 2009. V. 112. P. 1043–1054.
[2] *Peretyazhko I.S., Savina E.A*. Mineral chemistry and formation conditions of minerals in metasomatized oceanic lithosphere and basaltic rocks of Govorov Guyot, Magellan Seamounts, Pacific Ocean // Minerals. 2022. V. 12, № 10. 1305.
[3] *Peretyazhko I.S., Savina E.A*. Cretaceous intraplate volcanism of Govorov Guyot and formation models of the Magellan seamounts, Pacific Ocean // International Geology Review. 2022. V. 65, № 16. P. 2479–2505.
[4] *Hirano N., Machida S*. The mantle structure below petit-spot volcanoes // Communications Earth & Environment. 2022. V. 3. 110.
[5] *Machida S., Hirano N., Kimura J.-I., Morishita T., Yamano M., Yamada T., Yokota Y*. Petit-spot geology reveals melts in the uppermost asthenosphere dragged by lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. 2015. V. 426. P. 267–279.
[6] *Перетяжко И.С., Савина Е.А., Пуляева И.А., Юдин Д.С*. Внутриплитный вулканизм гайота Альба: геодинамические модели формирования Магеллановых гор в Тихом океане на протяжении 100 млн лет // Геология и геофизика. 2023. Т. 64, № 1. С. 3–33.
[7] *Peretyazhko I.S., Savina E.A., Pulyaeva I.A*. Miocene petit-spot basanitic volcanoes on Cretaceous Alba Guyot (Magellan Seamount Trail, Pacific Ocean) // Geosciences. 2024. V. 14. 2522.
[8] *Finlayson V.A., Konter J.G., Konrad K., Koppers A.A.P., Jackson M.G., Rooney T.O*. Sr-Pb-Nd-Hf isotopes and $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages reveal a Hawaii-Emperor-style bend in the Rurutu hotspot // Earth and Planetary Science Letters. 2018. V. 500. P. 168–179.
[9] *Jackson M.G., Harðardóttir S., Konrad K., Beethe S., Du Y., Pasqualon N.G., Finlayson V.A. et al*. Subduction of the Early Cretaceous portions of the Samoan and Cook-Austral "hotspot highway" into the Mariana Trench // Earth and Planetary Science Letters. 2026. V. 692. 120204.
[10] *Wei X., Zhang Y., Shi X.-F., Castillo P.R., Xu Y.-G., Yan Q.-S., Liu J.-H*. Co-occurrence of HIMU and EM1 components in a single Magellan seamount: Implications for the formation of West Pacific Seamount Province // Journal of Petrology. 2022. V. 63, № 4. egac022.
[11] *Wei X., Zhang G. L., Zhang J., Shi X. F., Castillo P.R., Zhang Y. et al*. Overlapping hotspot tracks and melts from diffuse plume materials in the upper mantle generated intraplate seamount groups in the West Pacific // Earth and Planetary Science Letters. 2024. V. 643. 118901.

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

2026. Выпуск 24. С. 222–224

ЗОЛОТОПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОСТСУБДУКЦИОННОГО ЭТАПА. СТЕПНЯКСКИЙ КОМПЛЕКС, СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН

М.Е. Петракова[1], А.А. Третьяков[1], К.Е. Дегтярев[1], Н.А. Каныгина[1], К.Н. Шатагин[2]

[1] Москва, Геологический институт РАН, maribya@mail.ru
[2] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Характерной особенностью развития конвергентных окраин являются порфировые и ассоциирующие с ними эпитермальные месторождения, связанные с магматическими породами среднего, кислого состава, которые являются производными островодужных базальтов **[1, 2]**. В последние годы было признано, что месторождения порфирового типа также образуются на постсубдукционном или постколлизионном этапе, например в Альпийско-Гималайском орогенном поясе, и не имеют прямого отношения к океанической субдукции **[3]**. Вариации геохимических типов магматизма и металлогенической специализации рудно-магматических систем контролируются типом конвергентной окраины, а также геодинамическими режимами на разных стадиях ее эволюции, что предопределяет термодинамические параметры генерации расплавов и вовлечение в плавление разноглубинных мантийно-коровых источников.

Северно-казахстанский сегмент Кокчетав-Северо-Тяньшаньской области ЦАСП отличается наибольшей концентрацией золото- и меднорудных месторождений, формирование которых традиционно связывается с эволюцией нижнепалеозойской островодужной системы **[4]**. Большая часть этих месторождений относится к кварцево-жильному и штокверковому типам, которые связаны с небольшими многофазными габбро-диорит-гранодиоритовыми массивами Жолымбет, Аксу, Сазы и Бестобе степнякского комплекса. Породы комплекса относятся к магнезиальной, известково-щелочной и умеренно глиноземистой сериям. Умеренные и низкие содержания TiO_2 (1.54–0.38), P_2O_5 (0.05–0.44), а также проявленные Nb-Ta-Hf аномалии и высокие значения Th/Yb=0.20–2.79, (La/Yb)n=1.3–13.2 говорят о дифференцированности расплавов и их надсубдукционном характере.

Полученные U-Pb оценки возраста циркона для кварцевых диоритов и гранодиоритов позволяют выделить три этапа формирования массивов степнякского комплекса.

Первый этап (452–445 млн лет) связан с внедрением интрузивов месторождения Жолымбет и синхронен с формированием массивов крыккудукского комплекса (458–444 млн лет), которое происходило на субдукционной стадии развития средне- и позднеордовикской островодужной системы **[4–6]**.

Второй этап (440–434 млн лет), когда произошло внедрение массивов Аксу и Сазы, соответствует завершению субдукционной стадии развития средне- и верхнеордовикской островной дуги в лландоверийскую эпоху силура.

Третий этап (425–420 млн лет), когда происходит внедрение массивов месторождения Бестобе, соответствует интенсивному гранитному магматизму в тыловой области (Кокчетавский блок, Степнякская зона) среднепалеозойского окраинно-континентального пояса в венлокскую и пржидольскую эпохи силура (биотитовые граниты боровского комплекса (~430 млн лет), лейкократовые граниты карабулакского комплекса (~430 млн лет), сиениты и граносиениты аралаульского комплекса (~420 млн лет) **[7–9]**.

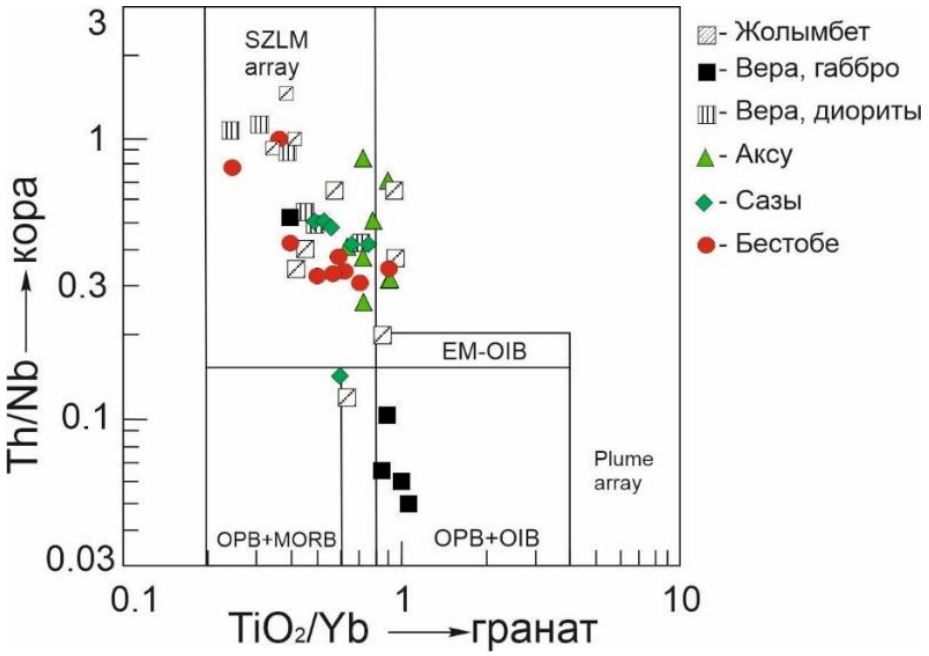
Параметры кристаллизации, рассчитанные по составам амфиболов для массивов первых двух этапов (Жолымбет, Аксу, Сазы), соответствуют уровню окисленности магматической системы вдоль буферов NNO-QFM с содержанием H_2O=7–4 % при температуре от 900 °С. Слабоотрицательные аномалии Eu/Eu*=0.51–0.63 и высокие значения (10000·Eu/Eu*)/Y=1.41–3.42 в цирконе, обогащенность апатита сульфатной серой (SO_3≥0.25 вес. %) и хлором (0.11–0.43 вес. %) указывают на высокую фугитивность кислорода и обогащенность расплавов водой, что является

необходимым условием для формирования порфировых систем. Водонасыщенность также подтверждается присутствием высокотитанистых биотитов и амфиболов, преобладанием магнетита в породах.

Для диоритов Бестобе третьего этапа состав амфибола указывает на менее водонасыщенные условия: H_2O=3.8–4.2 % и низкая фугитивность кислорода на уровне буфера QFM и ниже. Низкие значения Eu/Eu*=0.31–0.32, (Ce/Nd)/Y=0.000–0.002, (10000·Eu/Eu*)/Y=0.48–1.14 в цирконе и отсутствие сульфатной серы в апатите указывают на переход в более восстановительные условия с нахождением серы в сульфидном состоянии, что согласуется с минералогическим составом пород. Так, в диоритах и гранит-порфирах присутствует высокофтористый маловодный биотит, преобладает мусковит над биотитом, обилие ильменита, пирротина, пирита с включениями арсенопирита, галенита, сфалерита и блеклыми рудами. Перечисленные характеристики позволяют рассматривать месторождение Бестобе в ранге эпитермальных месторождений как конечную стадию эволюционировавшей порфировой системы силлурийского этапа ряда латеральных структур активной окраины.

Такие фертильные источники на этапе постсубдукционного или постколлизионного растяжения могут быть образованы из (1) ранее обогащенной субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) за счет прогрева и внедрения астеносферного вещества в результате разрыва слэба (субвертикальный разрыв) или его отрыва (субгоризонтальный разрыв) и/или (2) рециклинга нижних горизонтов коры, обогащенных кумулятивными амфиболом и сульфидами от предшествующего субдукционного этапа. Локальное проявление этого магматизма будет сопровождаться формированием более богатых золотом Cu-Au порфировых и эпитермальных месторождений.

Судя по отношениям Sr/Y>20, Nb/Y>0.4, Ta/Yb>0.3, La/Yb>10, Gd/Yb>2, Sm/Yb>2.5 **[10]**, породы степнякского комплекса могут быть производными магматической активности, спровоцированной отрывом слэба. Кроме того, высокие значения Ti/Y≥500, Nb≥10, (Gd/Yb)n≥2 позволяют отнести расплавы для габбро массива Аксу (участок Вера) к OIB-подобному астеносферному источнику. Однако присутствие амфибола и посчитанные параметры содержания воды и фугитивности кислорода могут указывать на «инфильтрализацию» обводненным мантийным источником, которым могла служить метасоматизированная литосферная мантия (рисунок).



Составы пород степнякского комплекса на геохимической диаграмме, разделяющей составы геохимических источников, близких к внутриплитным обстановкам по [11].

Полученные оценки возраста и геохимические характеристики для всех пород степнякского комплекса свидетельствуют о влиянии мантийного источника с обогащенными геохимическими метками, которым могла служить субконтинентальная литосферная мантия, прогретая астеносферным веществом в результате сегментации слэба на постубдукционном этапе.

Рассчитанные параметры окислительно-восстановительных условий и геохимических индикаторов фертильности по циркону и содержания сульфатной серы в апатите позволили отнести месторождения первых двух этапов к золотомедно-порфировой системе, а месторождение Бестобе – к эпитермальному типу порфировых систем новой зарождающейся зоны субдукции.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (проект № 13.1902.24.44, соглашение № 075-15-2024-641).

[1] *Sillitoe R.H.* Porphyry copper systems // Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists. 2010. V. 105. P. 3–41. doi:10.2113 /gsecongeo.105.1.3.

[2] *Richards J.P.* Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins // Ore Geology Reviews. 2011. V. 40. P. 1–26.

[3] *Lu Y., Kerrich R., Kemp A. I. S., McCuaig T.C., Hou Z., Hart C.H., Li Z., Cawood P.A., Bagas L., Yang Z., Cliff J., Belousova E.A., Jourdan F., Evans N.J.* Intracontinental Eocene-Oligocene Porphyry Cu Mineral Systems of Yunnan, Western Yangtze Craton, China: Compositional Characteristics, Sources, and Implications for Continental Collision Metallogeny // Economic Geology. 2013. V. 108, № 7. P. 154–1576. doi:10.2113/-econgeo.108.7.1541

[4] *Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.

[5] *Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Левченков О.А., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф., Толкачев М.Д.* Позднеордовикские гранитоиды Северного Казахстана: обоснование возраста и структурное положение // Доклады РАН. 2009. Т. 424, № 2. С. 222–226.

[6] *Петракова М.Е., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А.* Крыккудкский гранитоидный комплекс – завершающий этап развития средне- и позднеордовикской островной дуги в Северном Казахстане // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы – 2026: Материалы LVII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2026. С. 366–370.

[7] *Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Левченков О.А., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф., Толкачев М.Д.* Силурийские граниты Северного Казахстана: U-Pb возраст и тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17, № 3. С. 46–54.

[8] *Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н., Астраханцев О.В., Кузнецов Н.Б.* Вертикальная и латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов // Геотектоника. 2001. № 5. С. 26–44.

[9] *Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Ковач В.П., Ван К.-Л.* Позднесилурийский возраст реперного Аралаульского граносиенит-гранитного массива (Северный Казахстан) // Доклады РАН. 2018. Т. 479, № 1. С. 37–40.

[10] *Whalen J.B., Hildebrand R.S.* Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // Lithos. 2019. V. 348–349. P. 1–19. doi:10.1016/j.lithos.2019.105179.

[11] *Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C.* LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // Lithos. 2021. V. 392–393. P. 1–28. doi:10.1016/j.lithos.-2021.106068.

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

2026. Выпуск 24. С. 225–227

ПОВЫШЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ ЗОЛОТОДОБЫЧИ НА ОСНОВЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАСЕДКИНО (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

М.В. Пикатова

Иркутск, Иркутский государственный университет, masha.pikatova@mail.ru

Месторождение Наседкино расположено в Могочинском районе Забайкальского края, в 37 км к северо-западу от г. Могоча, и является одним из перспективных золоторудных месторождений края. Его разработка осложняется сложной геологической структурой, неравномерным распределением золота и относительно невысокими средними содержаниями металла в руде (1.5–3.0 г/т). Традиционные методы планирования и управления добычей не всегда позволяют достичь максимальной эффективности.

Цель работы – показать, как применение комплексного моделирования и современных технологий может повысить эффективность золотодобычи. Для достижения этой цели решаются следующие задачи:

- построение трехмерной геолого-математической модели месторождения;
- оценка запасов и локализация зон с высоким содержанием золота;
- моделирование технологических схем переработки руды;
- оптимизация календарного плана горных работ;
- расчет экономической эффективности предложенных решений.

Для решения поставленных задач использовались следующие методы и инструменты:

1. Геостатистическое моделирование для оценки пространственного распределения золота и построения вариограмм (ПО Micromine, Datamine, Surpac).

2. Трехмерное блочное моделирование рудных тел с учетом геологических границ и данных разведочного бурения (ПО Micromine, Datamine, Surpac).

3. Оптимизация карьеров по алгоритму Лерча-Гроссмана для определения границ карьера и календарного плана вскрышных и добычных работ (ПО K-MINE, GEOVIA Whittle).

4. Моделирование технологических процессов обогащения руды (гравитация, цианирование) для повышения извлечения золота (ПО HSC Chemistry).

5. Экономическое моделирование и расчет показателей NPV, IRR, срока окупаемости (ПО Microsoft Project/Primavera, MS Office Excel).

Поставленные задачи выполнялись с использованием следующего программного обеспечения:

- Micromine, Datamine – для построения геологической модели, подсчета запасов, визуализации данных бурения и геостатистического анализа.
- Micromine, Datamine, Surpac – для трехмерного моделирования рудных тел, планирования горных работ и оптимизации контуров карьера.
- GEMS (Gemcom), Micromine – для геостатистики, блочного моделирования и оценки ресурсов.
- HSC Chemistry – для моделирования технологических процессов и расчета извлечения золота при различных схемах переработки.
- K-MINE, GEOVIA Whittle – для оптимизации границ карьера, календарного планирования и экономической оценки проекта.
- Microsoft Project/Primavera, MS Office Excel – для календарного планирования и управления проектами.

Отечественные аналоги:

- ГГИС «Геомикс». Система предназначена для решения задач геологоразведки, моделирования месторождений и оценки запасов полезных ископаемых. Обладает модулем для сбора данных из различных источников, их интеграции и создания трехмерных геологических

моделей. Особенностью «Геомикса» является технология моделирования взрывного разрушения горных пород, которая учитывает множество природных и техногенных факторов. Это позволяет оптимизировать буровзрывные работы, повысить эффективность извлечения руды и снизить риски аварийных ситуаций.

- ГГИС Mineframe (МАЙНФРЭЙМ) – система используется для создания цифровых двойников месторождений, каркасного и блочного моделирования, расчета качества запасов полезных ископаемых, обработки маркшейдерских данных, планирования и проектирования горных работ. Система позволяет автоматизировать планирование взрывных работ, подготовку отчетной документации и составление планов развития горных работ. Модули Mineframe внесены в Еди-ный реестр российских программ для ЭВМ и баз данных Минкомсвязи РФ.
- tNavigator. Программный комплекс, изначально ориентированный на нефтегазовые месторождения, но в последние годы расширяющий применение в горнодобывающей отрасли. В tNavigator включен модуль Geology Designer, который предоставляет инструменты для оценки неопределенности и экономической оптимизации при геологоразведочных работах. Система поддерживает многовариантное автоматизированное выделение доменов и геологических тел с использованием алгоритмов машинного обучения (метод Amazonas), что особенно полезно в условиях статистической нестационарности.
- GeoPlat Pro-G. Развитие технологий DV-Geo, предназначенное для построения и поддержки двух- и трехмерных геологических моделей на основе данных интерпретации сейсморазведки, каротажа, керна и промысловых исследований. Платформа зарегистрирована в реестре Минкомсвязи РФ. 7.
- «Сфера.Геология» – блок геологического моделирования в составе программного комплекса «Сфера» от НЦ РИТ «ДЕЛЬТА». Позволяет построить полноценную геологическую модель месторождения и подготовить ее для гидродинамических расчетов.

На основе данных разведочного бурения (более 150 скважин) была построена трехмерная модель золоторудного месторождения Наседкино. В модели были выделены зоны с повышенным содержанием золота (>4.0 г/т), которые ранее не учитывались при планировании.

С помощью программы GEOVIA Whittle были оптимизированы границы карьера отработки и составлен календарный план добычи на 10 лет, что позволило:

- увеличить среднее содержание золота в добываемой руде на 15 % за счет селективной отработки богатых зон;
- сократить объем вскрышных работ на 12 %;
- повысить NPV проекта на 25 %.

Моделирование технологических схем в HSC Chemistry показало, что комбинированная схема (гравитация + цианирование) позволяет повысить извлечение золота с 82 до 89 %. Экономический анализ подтвердил целесообразность внедрения этой схемы: срок окупаемости дополнительных инвестиций составляет 2.3 года.

Применение комплексного моделирования на месторождении Наседкино позволило:

- повысить точность оценки запасов и локализации богатых зон;
- оптимизировать горные работы и снизить затраты;
- улучшить технологические показатели переработки руды;
- увеличить экономическую эффективность.

Предложенный подход может быть рекомендован для других золоторудных месторождений со сложной геологией. Дальнейшее развитие моделирования на месторождении может включать:

- внедрение цифровых двойников для мониторинга в реальном времени;
- использование искусственного интеллекта для прогнозирования содержания золота;
- интеграцию моделей разных уровней в единую систему;
- развитие облачных платформ для обмена данными.

Моделирование становится ключевым инструментом повышения эффективности золотодобычи на любом месторождении, а комплексное применение всех моделей (геолого-структурные, технологические, логистические, экологические и экономические) позволяет:

- повысить извлечение и уточнить запасы;
- сократить затраты и сроки реализации объекта;
- минимизировать экологический ущерб;

• обеспечить устойчивое развитие месторождения.

Применение моделирования – основа принятия управленческих решений в современной золотодобыче. Его дальнейшее развитие сделает добычу более рентабельной, безопасной и экологически ответственной.

Исследования выполнены за счет гранта ИГУ для молодых ученых № 091-25-332.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 228–229

ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА И УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ ДЕВОН-НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ТОЛЩ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ (ПО ДАННЫМ U-Pb (LA-ICP-MS) ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА)

А.В. Плюснин[1], З.Л. Мотова[1], И.В. Афонин[2], Е.М. Томилина[3], Ю.Г. Пактовский[3], А.И. Сулима[3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, a.v.plyusnin@mail.ru
[2] Томск, Национальный исследовательский Томский государственный университет
[3] Пермь, Пермский государственный национальный исследовательский университет

Согласно современным данным, формирование верхнепалеозойских осадочных толщ Волго-Уральской антеклизы, в пределах которой были открыты месторождения углеводородов, а в ее периферии алмазов, железной руды и каменного угля, связано с раннегерцинским (от эмсского яруса раннего девона до начала визейского яруса раннего карбона) тектоноседиментационным этапом эволюции Восточно-Европейской платформы (ВЕП) **[1]**. U-Pb (LA-ICP-MS) исследования детритового циркона из верхнепалеозойских терригенных отложений актуальны для реконструкции эволюции Волго-Уральского осадочного бассейна, расположенного в пределах северо-восточной части ВЕП в среднем – позднем девоне и раннем карбоне. В работе представлены результаты U-Pb (LA-ICP-MS) исследований детритового циркона из песчаников такатинской свиты (эмсский ярус нижнего девона), воробьевско-ардатовского и пашийского горизонтов (живетский ярус среднего девона), а также радаевского, бобриковского и тульского горизонтов (визейский ярус нижнего карбона), распространенных в Пермском крае, с целью выделения основных возрастных популяций и определения возраста источников обломочного материала.

Ранее проведенные петрографические и геохимические исследования позволили выявить различную степень зрелости пород, сильно изменяющуюся как внутри, так и между толщами, что свидетельствует о наличии нескольких источников сноса с разной степенью изменения магматических и метаморфических пород и указывает на присутствие более древних осадков в области питающей провинции. Данный вывод также подтверждается признаками рециклинга, отмеченными во всех изученных подразделениях, за исключением такатинской свиты. Кроме того, было установлено, что основными источниками сноса для рассматриваемых терригенных пород служили магматические породы кислого и среднего состава, а также более древние осадочные и, вероятно, метаморфические образования. Вклад пород основного состава незначителен, что подтверждается лишь единичными геохимическими и минералогическими индикаторами **[2]**.

В результате U-Pb (LA-ICP-MS) исследований детритового циркона из терригенных отложений эмсско-визейского интервала разреза северо-восточной части ВЕП установлено, что основные возрастные популяции циркона с основными пиками на ~2.7; ~1.8; ~1.5; ~1.2 и ~1.0 млрд лет соответствуют ключевым этапам магматической активности, происходившей при формировании как кристаллического фундамента ВЕП, так и ее складчатого обрамления **[3]**. В качестве источников обломочного материала на протяжении всего изученного стратиграфического интервала предполагаются преимущественно раннепротерозойские комплексы Волго-Сарматского орогена (~2.1–1.7 млрд лет) и рифейские образования Свеко-Феннского и Свекофенно-Норвежского орогенов (~1.6–0.9 млрд лет), располагавшиеся на севере и северо-западе ВЕП, на рассматриваемом временном рубеже **[4]**. Впервые для такатинской свиты Пермского края зафиксированы цирконы с возрастом ~0.98 млрд лет, что указывает на пространственную неоднородность источников сноса и участие более молодых магматических пород в сравнении с одновозрастными толщами, изученными в пределах Башкирского поднятия **[5]**. Присутствие единичных палеозойских зерен циркона (ордовик – карбон) в терригенных породах живетского и визейского ярусов интерпретируется как свидетельство раннего проявления коллизионных процессов на восточной окраине ВЕП и вероятного поступления обломочного материала с островодужных ком-

плексов Уральского палеоокеана **[6]**. Таким образом, новые U-Pb (LA-ICP-MS) данные исследований верхнепалеозойских осадочных толщ, распространенных в пределах Волго-Уральской антеклизы, позволили уточнить палеогеодинамическую модель эволюции Волго-Уральского осадочного бассейна, что может иметь практическое значение при прогнозе алмазоносности и нефтегазоносности верхнепалеозойских терригенных толщ.

Геохронологические исследования выполнены при поддержке РНФ, грант № 25-77-30006, https://rscf.ru/project/25-77-30006/.

[1] *400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы*. М.: Геокарт, ГЕОС, 2005. Вып. 1. 388 с.

[2] *Плюснин А.В., Сулима А.И., Староселец Д.А., Томилина Е.М., Исаева Г.А., Афонин И.В., Федотов И.С., Рабцевич Е.С. и др.* Условия осадконакопления, вещественный состав и реконструкция пород питающих провинций отложений визейского яруса Башкирского свода (по результатам изучения керна скважины на юге Пермского края) // Георесурсы. 2024. Т. 26, № 1. С. 52–70.

[3] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.* Палеозойская эволюция Полярного Урала: Войкарский бассейн с корой океанического типа существовал не менее 65 млн лет // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2014. № 5. С. 56–70.

[4] *Маслов А.В., Мизенс Г.А., Вовна Г.М., Пыжова Е.С., Кузнецов Н.Б., Киселев В.И., Ронкин Ю.Л., Бикбаев А.З., Романюк Т.В*. О некоторых общих особенностях формирования терригенных отложений Западного Урала: синтез данных изотопного U-Pb датирования обломочных цирконов и геохимических исследований глинистых пород // Литосфера. 2016. № 3. С. 27–46.

[5] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Орлов С.Ю., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С., Иванова Н.С., Меерт Дж.* Первые данные о возрастах детритных цирконов из песчаников верхнеэмсской такатинской свиты Западного Урала (в связи с проблемой коренных источников уральских алмазоносных россыпей) // Доклады РАН. 2014. Т. 455, № 4. С. 427–432. doi:10.7868/S086956-5214100181.

[6] *Петров Г.А., Тристан Н.И., Бороздина Г.Н., Маслов А.В.* Стратиграфия и обстановки формирования девонских толщ Тагильской мегазоны на Северном Урале // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2021. Т. 29, № 3. С. 3–28.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 230–233

ДОМЕЗОЗОЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ КАВКАЗА: НОВЫЕ ДАННЫЕ И ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА

А.А. Разумовский, Н.Б. Кузнецов

Москва, Геологический институт РАН, anatoly.razumovskiy@mail.ru

В основании современной структуры Кавказа выделяются две крупные тектонические единицы: южная часть Скифской плиты и Закавказский микроконтинент. Поскольку обе эти структуры в свое время являлись фрагментами единого пери-гондванского Понтийско-Закавказского блока, аккреция которого к окраине Балтики в каменноугольном периоде сопровождалась герцинским орогенезом, их кристаллический фундамент имеет сходное строение. В лейас-ааленское время, за счет субдукции одной из окраин океана Тетис с юга (в современных координатах) под Понтийско-Закавказский блок, его первоначально единая структура раскололась рифтом, между ее северной (Скифской) и южной (Закавказской) частью начал раскрываться задуговый бассейн, а на Закавказском микроконтиненте сформировалась островная дуга, максимальное развитие вулканизма которой пришлось на байосское время **[1, 2 и др.]**. Окончательное закрытие бассейна и последующая коллизия Закавказского микроконтинента со Скифской плитой произошли в кайнозое и продолжаются до настоящего времени **[2]**. Таким образом, офиолитовые комплексы, участвовавшие в строении Понтийско-Закавказского блока и фиксирующие процессы его откола от Гондваны, оказались в разрозненных выступах кристаллического основания этих вновь соединившихся в едином современном континенте структур.

Для Закавказского микроконтинента офиолитовые комплексы известны на Большом Кавказе в пределах Дзирульского массива, южнее, в пределах Сомхето-Карабахской антиклинорной зоны Малого Кавказа, домезозойские офиолиты описаны на Храмском, Локском, Ахумском и Асрикчайском кристаллических массивах. В их пределах породами офиолитовой ассоциации сложены разобщенные тектонические линзы и пластины, установленные в гетерогенных аллохтонных комплексах, сохранившихся среди позднегерцинских гранитов. Суммарно ассоциация включает апогарцбургитовые серпентиниты, габброиды, габбро-долериты и долериты комплекса параллельных даек (КПД), а также вулканиты, протолит которых отвечает толеитовым базальтам типов N-MORB и E-MORB. Степень метаморфизма пород варьируется. Возраст спрединга прямыми датировками не определен и остается дискуссионным – от позднедокембрийского до среднепалеозойского **[3, 4 и др.]**.

В фундаменте Скифской плиты породы офиолитовой ассоциации развиты в пределах Главного и Передового хребтов, а также Бечасынской зоны.

В зоне Главного хребта офиолиты известны в туялинском перидотит-габбровом комплексе, тела которого слагают блоки-ксенолиты среди позднепалеозойских гранитов либо залегают среди гнейсомигматитов гондарайского комплекса. В пределах Перевальной подзоны к офиолитовой ассоциации относят плагиогранитогнейсы массивов Бешта и Каменистая, занимающих верхнее структурное положение в пакете покровов лабинского комплекса, и метабазиты клычской свиты буульгенского метаморфического комплекса. В восточной части поля развития пород клычской свиты описан оливинит-верлит-клинопироксенитовый Намшихский массив, а в долине р. Ардон N-MORB характеристики установлены для метабазитов кассарской свиты (аналога буульгенского комплекса) **[5–10]** Некоторые исследователи относят к офиолитам метабазиты дамхурцевской свиты лабинского комплекса **[9]**.

В зоне Передового хребта отдельные пластины в структуре Марухского аллохтона образуют полный разрез офиолитовой ассоциации, находящийся в опрокинутом залегании. В составе ассоциации установлены: дунит-гарцбургитовые мантийные тектониты, расслоенный комплекс с редуцированной ультрабазитовой частью, комплекс изотропного и разнотекстурного габбро с секущими дайками, КПД со скринами габброидов, основные вулканиты и туфы карабекской свиты и вулканогенно-осадочные породы тебердинской свиты. К западу от Марухского аллох-

тона офиолитовая ассоциация представлена серпентинизированными ультрабазитами Беденского, Загеданского, Маркопиджского и Тхачского массивов, а также отмечается в пределах Даховской горст-антиклинали. Ультрабазиты здесь пространственно связаны с содержащим эклогиты блыбским метаморфическим комплексом **[5, 6, 11 и др.]**. Составы наименее измененных ядер хромшпинелидов серпентинитов попадают в поле офиолитов надсубдукционных зон **[12]**. По петрогеохимическим характеристикам дайково-вулканогенная часть офиолитового разреза соответствует породам островных дуг, образованным за счет эволюции расплава, имеющего состав N-MORB, с приобретением субдукционной компоненты **[11]**. В северо-восточной части Бечасынской зоны расположен крупнейший на Большом Кавказе Малкинский ультрабазитовый аллохтон, в составе которого преобладают апогарцбургитовые породы, отмечаются дуниты и лерцолиты и редкие маломощные жилы габброидов **[7 и др.]**.

В пределах зоны Главного хребта, в междуречье верховьев рек Аксаут и Теберда, к северному флангу поля развития метаморфитов буульгенского комплекса Перевальной подзоны приурочены протяженные, до 8.5 км, тела т.н. алибекского комплекса **[8]**. Нами породы этого комплекса были изучены в районе Алибекского водопада. На изученной площади преобладают лейко-габбро – габбро-диориты, это огнейсованные, вплоть до превращения в очковые гнейсы породы, в локальных зонах необласты таких гнейсов, сливаясь, образуют линзы синметаморфических гранатсодержащих плагиогранитов мощностью до 20–25 см. Неоднородность исходного субстрата характеризуют локально развитые будинированные ксенолиты апопироксенитов, а также маломощные зоны полосчатых амфиболитов. Габбро-диориты содержат одиночные субпараллельные дайки долеритов мощностью 0.4–1.5 м. Дайки метаморфизованы вместе с вмещающими породами, деформированы, местами будинированы, однако сохранили хорошо диагностируемые зоны закалки. В верховьях р. Аксаут к алибекскому комплексу относят крупные, до 2 км протяженности, тела плагиогранитов. Возраст пород алибекского комплекса принимается как ордовикский условно; выделившие его геологи-съемщики относят слагающие его породы к толеитовой серии **[8]**. На настоящий момент геодинамическая природа алибекского комплекса остается неясной.

Также нами было изучено одно из тел, относимых к уллу-таллыкольскому комплексу. Это тело вытянуто примерно на 2 км в междуречье рек Малка и Исламчат, при максимальной ширине выхода 400–450 м и расположено на границе между девонскими островодужными комплексами тоханской и карачаевской серий зоны Передового хребта на юге и гнейсово-кристаллосланцевым шаукольским метаморфическим комплексом шаукамнысыртской серии Бечасынской зоны на севере **[7]**.

Нами в пределах изученной западной части массива установлено развитие двух комплексов пород офиолитовой ассоциации: расслоенного комплекса, сложенного чередованием дунитов, верлитов, оливиновых клинопироксенитов, клинопироксенитов и габбро, а также комплекса параллельных даек. Расслоенность внутри ультрабазитов обеспечивается изменением количества клинопироксена, который в количестве первых процентов присутствует и в дунитах. Мощность отдельных прослоев составляет от 1–2 до 10–20 м, переходы между ними постепенные, контрастной тонкополосчатой расслоенности не встречено. Клинопироксениты и оливиновые клинопироксениты на изученной площади преобладают. В гигантозернистых габброидах ярко проявлены кумулятивные текстуры – изометричные кристаллы пироксена размером до 0.8–0.9 см выстраиваются в слои мощностью в первые сантиметры. Крупнозернистые разности развиты шире и демонстрируют контрастную полосчатость сантиметровых масштабов и директивную – трахитоидную текстуру. Породы расслоенного комплекса рассечены и содержатся в скринах КПД, отдельные пакеты отмечаются в ультрабазитах, большая же часть скринов представлена полосчатыми габброидами. Первая генерация КПД сложена телами видимой мощностью более 2 м, образующими пакеты по нескольку даек, афанитовая зона закалки в них постепенно сменяется пироксен-порфировыми долеритами, а центральная часть может быть раскристаллизована до габбро-долеритов. Вторая генерация выполняет трещины изменившейся системы растяжения, для нее характерны маломощные дайки и жилообразные тела от 2–12 до 50 см мощности, центральные части последних представлены афировыми долеритами. Структура описанного дайкового комплекса аналогична изученным в пределах Марухского аллохтона на окраине пос. Архыз и в долине р. Теберда **[11]** и может указывать на образование в условиях медленного надсубдукционного рассеянного спрединга. Описанный массив доказывает существование в офиолитовом разрезе Передового хребта полноценного расслоенного комплекса, а не только его редуцированной габбровой части, как предполагалось ранее **[6 и др.]**.

Первоначально карабекская и тебердинская свиты, залегающие гипсометрически выше девонских и турнейских известняков, были выделены как нижнекарбоновая кольтюбинская свита. Позже, когда для них был установлен тектонический контакт с подстилающими отложениями, а сами образования карабекской и тебердинской свит были включены в офиолитовую ассоциацию, возраст содержащей подушечные лавы карабекской свиты стал оцениваться как среднеордовикский, т.к. одна из полученных Е.В. Хаиным K-Ar датировок амфибола из офиолитовых габбро составила 457±13 млн лет, а возраст тебердинской свиты, на основании немногочисленных находок фауны, предполагается как среднеордовикский – раннесилурийский. При этом развитые в этом же районе вулканиты касаевской свиты, также с горизонтами подушечных базальтов, относят к раннему – среднему девону на основании сонахождения в одних разрезах с хорошо фаунистически охарактеризованной новомарухской свитой **[5, 6, 8]**.

Результаты наших геохимических исследований указывают на то, что дайки, секущие зону разнотекстурного габбро офиолитового разреза, полностью комагматичны части базальтов, слагающих карабекскую свиту, а циркон из жилы кварцевых диоритов, секущих разнотекстурное габбро, имеет возраст 413±6 млн лет (SHRIMP-II) **[13]**. Эти данные согласуются с современными датировками плагиогранитов массивов Бешта и Каменистая в интервале 410–395 млн лет **[10]**, а также с не вошедшей в широкий научный оборот датировкой циркона из габброидов Марухского покрова в долине р. Теберда, составившей 416±12 млн лет (SHRIMP-II) **[5]**. На сегодняшний день все предположения о докембрийском возрасте офиолитов фундамента Скифской плиты и Закавказского микроконтинента и, в целом, о наличии в его составе разновозрастных офиолитовых ассоциаций имеют чисто умозрительный характер. Подтвержденным современными методами является раннедевонский возраст спрединговых комплексов, который хорошо согласуется с палеонтологически охарактеризованным временем формирования касаевской свиты, которая в этом случае должна быть объединена с карабекской. Принадлежность толщ тебердинской свиты к офиолитовому разрезу, на наш взгляд, требует дополнительных обоснований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, грант № 25-17-00301.

Авторы выражают свою искреннюю благодарность К.Г. Дубенецкой и В.А. Разумовскому, принимавшим участие в полевых исследованиях.

[1] *Баранов Г.И., Белов А.А., Дотдуев С.И.* Большой Кавказ // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / Ред. Ю.М. Пущаровский, В.Г. Трифонов. М.: Наука, 1990. С. 196–213.

[2] *Rolland Y.* Caucasus collisional history: Review of data from East Anatolia to West Iran // Gondwana Research. 2017. V. 49. P. 130–146.

[3] *Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М.* Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М: Научный мир, 2005. 464 с.

[4] *Шенгелиа Д.М., Цуцунава Т.Н., Шубитидзе Л.* Новые данные о строении, составе и региональном метаморфизме Цахкуняцкого и Ахумско-Асрикчайского массивов (Малый Кавказ) // Доклады РАН. 2006. Т. 409, № 6. С. 796–801.

[5] *Большой Кавказ в альпийскую эпоху* / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

[6] *Хаин Е.В.* Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа // Труды ГИН АН СССР. М.: Наука, 1984. Вып. 382. 96 с.

[7] *Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Кавказская. Масштаб 1:200000. Лист K-38-I, VII (Кисловодск): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 365 с.

[8] *Семенуха И.Н., Черных В.И., Соколов В.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Кавказская. Масштаб 1:200000. Лист K-37-VI,(XII) (Карачаевск): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2021. 226 с.

[9] *Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М.* Новые данные о возрасте, составе и взаимоотношении пород, слагающих доальпийский кристаллический фундамент Кавказа // Труды ГИН АН Грузии. Тбилиси, 2004. Вып. 119. С. 406–423.

[10] *Shengelia D., Shumlyanskyy L., Chichinadze G., et al.* U-Pb LA-ICP-MS geochronology of polygenetic zircons from Beshta and Kamenistaya intrusions (the Greater Caucasus) // Acta Geochimica. 2022. V. 41, № 6. P. 1019–1029.

[11] *Разумовский А.А., Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б.* Комплекс параллельных даек – недостающее звено Архызской офиолитовой ассоциации (Передовой хребет, Северный Кавказ) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, петрология, рудный потенциал: Материалы IX Всероссийской конференции с международным участием (26–28 августа 2025г.). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2025. С. 147–148.

[12] *Popov Yu.V.* Zonal Cr-spinels from Serpentinites in North Western Part of the Greater Caucasus // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2021. V. 720. 012036.

[13] *Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б., Рязанцев А.В., Романюк Т.В*. U-Pb изотопный возраст кварцевых диоритов Архызской офиолитовой ассоциации (Передовой хребет, Северный Кавказ) // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023: Материалы LIV Тектонического совещания (31 января – 04 февраля 2023 г.). М.: ГЕОС, 2023. Т. 2. С. 141–144.

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

2026. Выпуск 24. С. 234–237

ИСТОЧНИК МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ЦИРКОНА В ПОРОДАХ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ КАЙНОЗОЙСКИХ ТОЛЩ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Т.В. Романюк[1], Н.Б. Кузнецов[2]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru
[2] Москва, Геологический институт РАН, kouznikbor@mail.ru

Материалы по Кавказу и Предкавказью, ставшие доступными в последние десятилетия, показали, что Предкавказские предгорные прогибы (**ПКП**) до конца плиоцена были перикратонными **[9, 12]**. В дочетвертичное время в них происходила аккумуляция материала, поступавшего с Восточно-Европейской платформы (**ВЕП**) и ее обрамления. U-Pb датирование детритового циркона (**dZr**) из дочетвертичных ***Kz*** толщ **ПКП** и четвертичного аллювия **ВЕП** показало наличие популяций **dZr** с возрастом 0.90–1.75 млрд лет, т.е. мезопротерозойского цикона (***mPR*-dZr**) (рис. 1 и 2).

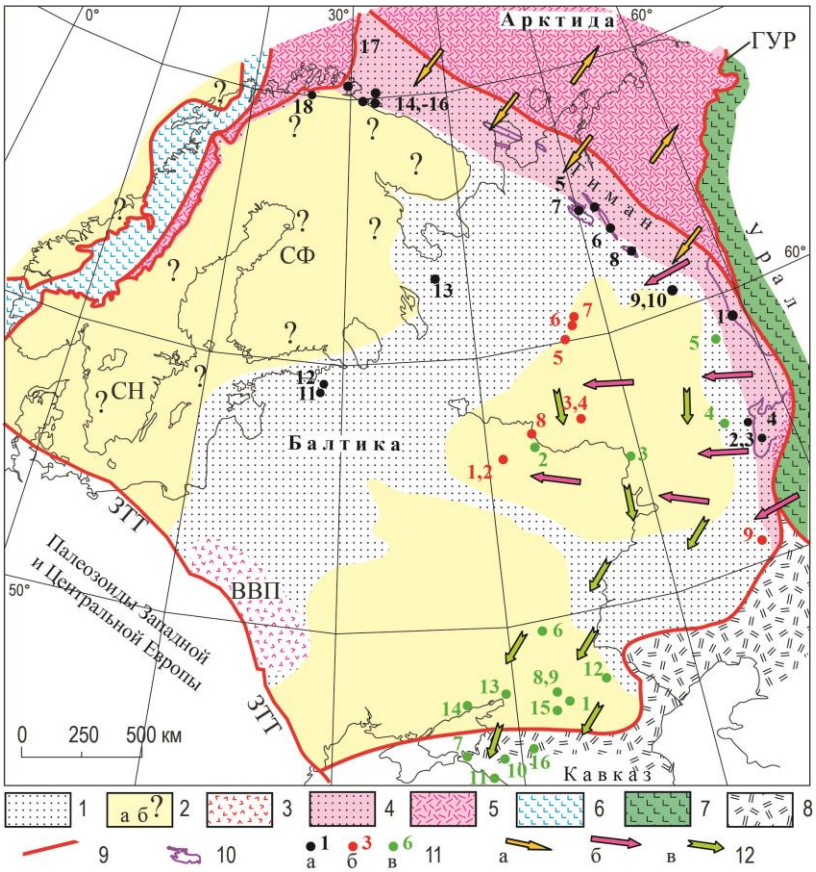


Рис. 1. Палеогеографическая схема Балтики для позднего венда – раннего кембрия, совмещенная со схемой обрамляющих ее структур.
1 – области седиментации; *2* – суша, области эрозии: (а) – уверенные, (б) – предполагаемые; *3* – Волынская вулканическая область; *4–8* – комплексы складчатого обрамления **ВЕП**: *4–5* – «тиманиды»: *4* – осадочные образования; *5* – вулканогенно-осадочные образования и гранитоиды; *6* – каледониды; *7* – «уралиды» Восточного Урала; *8* – герциниды фундамента Скифской платформы; *9* – сутуры, надвиги и сдвиги; *10* – контуры выходов «тиманид» на Урале и Тимане; *11* – положение проб (номера соответсвуют номерам на рис. 2 и 3) из толщ: ***nPr-Pz₁*** (а), ***P₃-T₁*** (б), ***Kz*** (в); *12* – седиментационные потоки: (а) – в ***nPr₂-Pz₁*** (с орогена «Тиманид»), (б) – в поздней ***P₃*** (с орогена Уралид), (в) – ***Kz*** (из промежуточного коллектора – из ***P₃-T₁*** красноцветов).
ГУР – Главный Уральский разлом, ЗТТ – зона Тессейра-Торнквиста, ВВП – Волынская вулканическая провинция, СФ и СН – Свеко-Фенская и Свеко-Норвежская области.

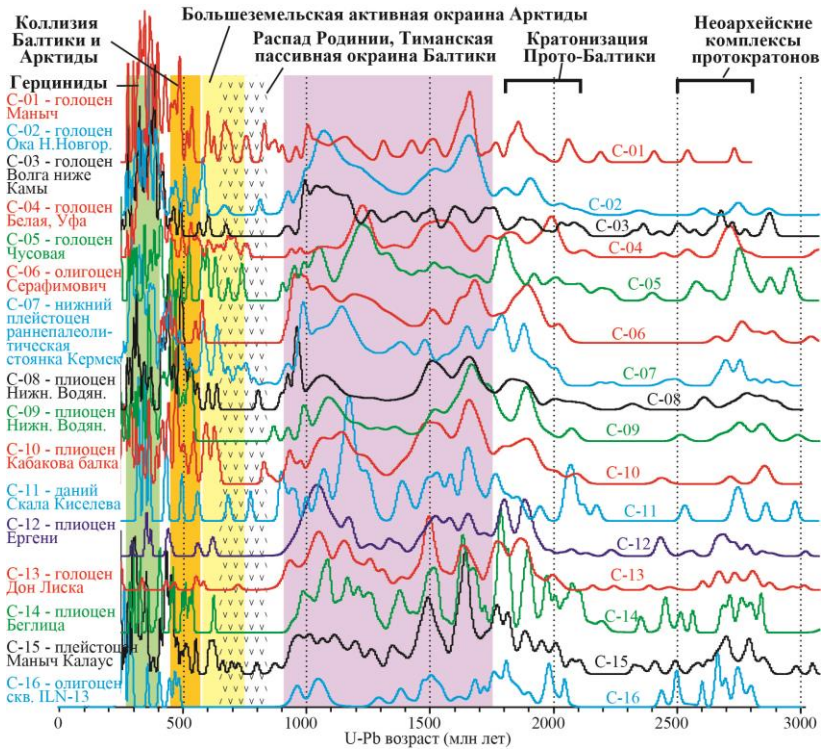


Рис. 2. Кривые плотности вероятности датировок **dZr** из дочетвертичных ***Kz*** толщ Северного Причерноморья и юго-востока **ВЕП**, с зафиксированым ***mPR*** (фиолетовый фон) провенанс-сигналом. Положение проб см. рис. 1. Источники данных: С-01–С-09 наши новые данные, С-10 **[9]**, С-11 **[11]**, С-12–С-15 [**18]**, С-16 **[19]**.

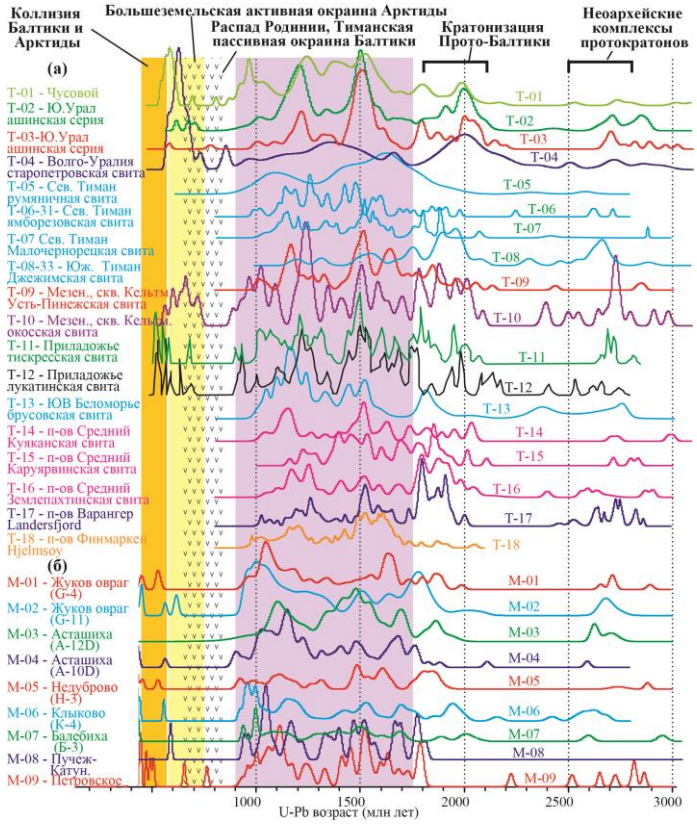


Рис. 3. Кривые плотности вероятности датировок **dZr** из пород ***nPR-Pz*** толщ СВ части Балтики и ее обрамления (а) и из верхнепермско-нижнетриасовых толщ Балтики (б), в которых зафиксирован мезопротерозойский (фиолетовый фон) провенанс-сигнал.
Источники данных: Т-01 и М-09 – наши новые данные, Т-02 **[12]**, Т-03 **[15]**, Т-04 **[4]**, Т-05 **[3]**, Т-06 **[2]**, Т-07 **[1]**, Т-08 **[10]**, Т-09 и Т-10 **[5]**, Т-11 и Т-12 **[6]**, Т-13 **[8]**, Т-14–Т-16 **[14]**, Т-17 **[17]**, Т-18 **[20]**, М-01 и М-07 **[16]**, М-08 **[7]**.

В «тиманидах» восточного и СВ обрамления **ВЕП** (рис. 1 и 3, а), в т.ч. в поздневендских песчаниках Западного Урала, выявлен ***mPR*-dZr**. С учетом того, что ***mPR*** граниты и метаморфиты в обрамлении **ВЕП** известны только в Свеко-Фенской и Свеко-Норвежской областях, ранее было показано, что ***mPR*-dZr** этих песчаников не из этих областей **[13]**. В поздневендских песчаниках Западного Урала ***mPR*-dZr** доминирует над раннедокембрийским. Но так как фундамент прилегающих к Уралу частей **ВЕП** сложен ранним докембрием, был сделан вывод о том, что в сложении поздневендских песчаников Западного Урала не участвует кластика с **ВЕП [13]**. Развивая эту идею, но не обсуждая здесь первичные источники ***mPR*-dZr** в этих песчаниках, мы полагаем, что основным вторичным источником ***mPR*-dZr** для дочетвертичных ***Kz*** толщ **ПКП** были западные «тиманиды».

В позднем палеозое западные «тиманиды» были вовлечены в строение орогена «Уралид». Его эрозионные продукты поступали на **ВЕП**, образуя P_3-T_1 толщи красноцветов. Результаты изучения P_3-T_1 красноцветных толщ **ВЕП [7, 16]** показали, что они являются промежуточным коллектором ***mPR*-dZr** «тиманского» происхождения. В мезозое и кайнозое эти красноцветы испытывали многократный перемыв с перемещением и рециклированием слагающего их материала в сторону Предкавказья, где он аккумулирован в ***Mz-Kz*** толщах.

Исследования выполнены при поддержке РНФ (проект № 26-17-00260).

[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., Хоуриган Дж.К.* Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из терригенных отложений верхней части докембрийского разреза Северного Тимана // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2017. Т. 92, № 1. С. 10–20.

[3] *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 МОИП. Отдел геологический. 2018. Т. 93, № 2. С. 14–26.

[4] *Дьякова С.А., Сергеева Н.Д., Куликова А.В. и др.* Первые результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из песчаников старопетровской свиты венда Волго-Уральского осадочного бассейна и потенциальные источники цирконовой кластики // Георесурсы. 2025. Т. 27, № 3. С. 195–208.

[5] *Зайцева Т.С., Голубкова Е.Ю., Кузнецов А.Б. и др.* Rb-Sr возраст аутигенного глауконита и U-Pb возраст детритового циркона из отложений рифея и венда Мезенской синеклизы, Восточно-Европейская платформа (скважина Кельтменская-1) // Доклады РАН. Науки о земле. 2024. Т. 519, № 1. С. 36–42.

[6] *Ивлева А.С., Подковыров В.Н., Ершова В.Б. и др.* U-Pb LA-ICP-MS возраст обломочных цирконов из отложений нижнего рифея и верхнего венда Лужско-Ладожской моноклинали // Доклады РАН. 2018. Т. 480, № 4. С. 439–443.

[7] *Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. и др.* Природа Пучеж-Катункской импактной структуры (центральная часть Восточно-Европейской платформы): результаты изучения U-Th-Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника. 2023. № 5. С. 70–95.

[8] *Кузнецов Н.Б., Алексеев А.С., Белоусова Е.А. и др.* Первые результаты U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из нижнекембрийских песчаников брусовской свиты Юго-Восточного Беломорья: уточнение времени коллизии Балтики и Арктиды // Доклады РАН. 2015. Т. 460, № 3. С. 310–314.

[9] *Кузнецов Н.Б., Латышева И.В., Новикова А.С. и др.* О тектоническом типе Западно-Кубанского прогиба и времени воздымания западного сегмента орогена Большого Кавказа // Нефтяное хозяйство. 2024. № 10. С. 58–63.

[10] *Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А. и др.* Первые результаты U/Pb датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // Доклады РАН. 2010. Т. 435, № 6. С. 798–805.

[11] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В. и др.* Мел-эоценовый флиш Сочинского синклинория (Западный Кавказ): источники обломочного материала по результатам U-Th-Pb изотопного датирования детритового циркона // Литология и полезные ископаемые. 2024. № 1. С. 56–81.

[12] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.* О времени и механизме воздымания Большого Кавказа, генетическом типе и истории заполнения Предкавказских прогибов – традиционные и современные представления // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16, № 3. 0825.

[13] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В. и др.* Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – палеогеографический и палеотектонический аспекты // Доклады РАН. 2012. Т. 447, № 1. С. 73–79.

[14] *Михайленко Ю.В., Соболева А.А., Хоуриган Д.К.* U-Pb возраст детритовых цирконов из верхнедокембрийских отложений полуостровов Средний и Рыбачий (северное обрамление Кольского полуострова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24, № 5. С. 3–27.

[15] *Сергеева Н.Д., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б. и др*. U-Th-Pb (LA-ICP-MS) датировки цирконов из песчаников басинской свиты ашинской серии венда Южного Урала и возраст пород питающих провинций // Литосфера. 2025. Т. 25, № 5. С. 1053–1073.

[16] *Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Хубанов В.Б. и др*. Реконструкция питающих провинций Московского бассейна в пермско-триасовое время по данным U-Pb LA-ICP-MS датирования и рамановской спектроскопии обломочного циркона // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14, № 5. 0718.

[17] *Kirkland C.L., Daly J.S., Whitehouse M.J*. Basement-cover relationships of the Kalak Nappe Complex, Arctic Norwegian Caledonides and constraints on Neoproterozoic terrane assembly in the North Atlantic region // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 245–276.

[18] *Költringer C., Stevens T., Lindner M. et al*. Quaternary sediment sources and loess transport pathways in the Black Sea - Caspian Sea region identified by detrital zircon U-Pb geochronology // Global and Planetary Change. 2022. V. 209. 103736.

[19] *Vincent S.J., Morton A.C., Hyden F., Fanning M*. Insights from petrography, mineralogy and U-Pb zircon geochronology into the provenance and reservoir potential of Cenozoic siliciclastic depositional systems supplying the northern margin of the Eastern Black Sea // Marine and Petroleum Geology. 2013. V. 45. P. 331–348.

[20] *Zhang W., Roberts D., Pease V*. Provenance characteristics and regional implications of Neoproterozoic, Timanian-margin successions and a basal Caledonian nappe in northern Norway // Precambrian Research. 2015. V. 268. P. 153–167.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 238–239

ЭКЗОГЕОДИНАМИКА СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ СЕВЕРНОГО СКЛОНА ХРЕБТА ХАМАР-ДАБАН

А.А. Рыбченко[1], А.А. Юрьев[1,2], М.Ю. Опекунова[2], А.В. Кадетова[1]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, rybchenk@crust.irk.ru, kadetova@crust.irk.ru
[2] Иркутск, Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, antonyrevgeo@mail.ru, opek@mail.ru

Экзогеодинамика селевых потоков представляет собой пространственно-временную систему взаимосвязанных экзогенных процессов подготовки, мобилизации, транспортировки и аккумуляции рыхлообломочного материала в пределах селевого бассейна, обеспечивающих его морфодинамическое развитие. Она включает процессы формирования источников твердой фазы вследствие физического и криогенного выветривания, эрозии, осыпания, обвально-оползневых деформаций; потерю устойчивости и мобилизацию потенциального селевого массива; формирование и движение селевого потока с эрозией русла и дополнительным вовлечением материала; последующую аккумуляцию и постселевое преобразование рельефа. Интенсивность и направленность этих процессов определяются взаимодействием геолого-литологических, геоморфологических, гидрологических, гидрогеологических, климатических и, в отдельных случаях, сейсмических и антропогенных факторов.

Рассмотренные особенности экзогеодинамики селевых потоков позволяют перейти от анализа условий их зарождения и развития к оценке их геологической деятельности. Экзогеодинамическая роль селевых потоков проявляется не только в их высокой скорости, разрушительной способности и переработке склоновых и русловых отложений, но и в интенсивном денудационном преобразовании рельефа. В процессе формирования и движения селевые потоки вовлекают значительные массы рыхлообломочного материала, углубляют эрозионные врезы, разгружают селевые очаги и перераспределяют продукты выветривания от водораздельно-склоновых участков к подножиям склонов, долинам и приемным водоемам. В связи с этим количественная оценка объема вынесенного материала является важнейшим показателем масштабов селевой денудации.

Объем вынесенного материала зависит от комплекса механизмов питания селевых потоков твердой составляющей. Питание селевых потоков твердой составляющей рассматривается как процесс вовлечения в водный поток материала потенциального селевого массива – накоплений рыхлообломочного материала, способного при определенных гидродинамических и геоморфологических условиях вовлекаться в селевой поток. Формирование такого массива является результатом длительного воздействия комплекса экзогенных процессов, включая физическое и морозное выветривание, осыпание, обвалы, оползни, склоновую эрозию, а также аккумуляцию аллювиальных, пролювиальных и ранее сформированных селевых отложений.

В зависимости от механизма вовлечения твердого материала Ю.Б. Виноградов выделяет сдвиговый, эрозионно-сдвиговый, транспортно-сдвиговый и транспортный селевые процессы **[1]**. При сдвиговом механизме обводнение рыхлообломочного массива приводит к снижению его устойчивости, развитию деформаций и переходу материала в текучее состояние. Эрозионно-сдвиговый механизм обусловлен сочетанием размыва рыхлых отложений и последующего гравитационного смещения неустойчивых масс. Транспортно-сдвиговый процесс характеризуется одновременным переносом наносов, эрозией русла и последовательным вовлечением новых участков потенциального селевого массива. При транспортном механизме основным источником твердой составляющей становятся русловые и пролювиальные отложения, размываемые мощным водным потоком. Если обобщить, то питание твердой составляющей селевых потоков происходит за счет процессов эрозии и гравитации.

Горное обрамление оз. Байкал является селеактивной зоной, и хребет Хамар-Дабан – одна из наиболее селеопасных горных систем. Селевая активность на северном склоне хребта, наиболее освоенном, проявляется достаточно часто. Повторяемость схода селевых потоков в районе, по данным Б.П. Агафонова и С.А. Макарова **[2]**, приходится на 17–20 лет, совпадая с солнечными

циклами, по данным Г.В. Иванова 20–25 лет **[3]**, по данным В.К. Лапердина повторяемость селевых потоков составляет 12–40 лет **[4]**. По данным В.П. Солоненко в районе г. Слюдянка повторяемость схода селевых потоков составляет 7–8 лет **[5]**.

По генезису селевые потоки Хамар-Дабана относятся к дождевым, так как причина их активизации – выпадение аномального количества атмосферных осадков, но с учетом сейсмической активности региона нельзя исключать формирование сейсмогенных селевых потоков. Наиболее изучены катастрофические селевые потоки, сошедшие в июле 1971 г.

Экзогеодинамическая деятельность селевых потоков привела к громадным денудационным процессам, в результате которых произошел перенос большого количества масс горных пород. По данным Б.П. Агафонова и А.А. Рогозина, объем селевых наносов в южной котловине озера составил более 4.9 млн м^3 из них более 3.6 млн м^3 пришлось на район Хамар-Дабана. Объем общего выноса твердого материала селевыми потоками в 1971 г. составил около 5 млн м^3, или около 10 млн т., что в 87 раз превышает среднегодовой сток взвешенного вещества всех малых рек, впадающих в оз. Байкал **[6]**.

Такой катастрофический объем селевого сноса стал возможен в результате активного вовлечения твердого материала в селевые потоки за счет всех механизмов питания – сдвигового, эрозионно-сдвигового, транспортно-сдвигового и транспортного, что произошло при активизации эрозионных и гравитационных процессов.

Последняя селевая активность происходила в 2019 и 2023 гг., когда по рекам Хамар-Дабана прошли селевые паводки (плотность потоков до 1100 кг/м^3). Низкая плотность селевой массы связана прежде всего с тем, что в этих селевых событиях преобладали механизмы питания, связанные с эрозионными процессами, проявления гравитационных процессов и связанных с ним механизмов питания зафиксированы в единичных случаях.

Таким образом, экзогеодинамическая деятельность селевых потоков проявляется в денудации дисперсных горных пород, объем перенесенного материала зависит от комплекса процессов, активизация которых осуществляет питание селевых потоков твердой составляющей.

Работа выполнена за счет госзадания в рамках темы «Математическое, информационно-вычислительное и экспериментальное моделирование этапов зарождения, схода и управления селевыми процессами на примере северного склона хребта Хамар-Дабан (управляемый сель)». (Шифр научной темы FWEW-2026-0013, № госрегистрации 126061722150-3).

[1] *Виноградов Ю.Б.* Этюды о селевых потоках. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 144 с.

[2] *Агафонов Б.П., Макаров С.А*. Ареалы селевых потоков в Прибайкалье // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1996. № 2. С. 65–71.

[3] *Иванов Г.В*. Слюдянский сель 1960 г. // Борьба с горной эрозией почв и селевыми потоками в СССР: Материалы совещания. Ташкент. 1962. Т. 29. С. 254–257.

[4] *Качура Р.А., Куклин А.С., Лапердин В.К., Тимофеев Н.В*. Селеопасность Южного Прибайкалья (на примере бассейна руч. Сухого) // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле. 2009. Т. 2. С. 86–104.

[5] *Солоненко В.П*. Селевой паводок в г. Слюдянке на Байкале. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 73 с.

[6] *Агафонов Б.П., Рогозин А.А*. Количественная оценка селевого сноса в озеро Байкал // Вопросы геологии и палеогеографии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: Изд-во ИГУ, 1987. С. 53–63.

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

2026. Выпуск 24. С. 240–242

КАРБОНАТИТОПОДОБНАЯ ПОРОДА В ХАЙЛОМИНСКОМ МАССИВЕ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

В.Б. Савельева[1], Ю.В. Данилова[1], Е.П. Базарова[1], Б.С. Данилов[1], Е.А. Хромова[2], Н.С. Бортников[3]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, vsavel@crust.irk.ru
[2] Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН
[3] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Карбонатиты в традиционном понимании этого термина являются магматическими образованиями, обычно связанными с различными типами щелочных пород от ультраосновного до среднего состава. Карбонатная порода, отвечающая по минеральной ассоциации и геохимии доломит-кальцитовому карбонатиту, обнаружена нами в апикальной части Хайломинского массива щелочных гранитов, содержащего Зашихинское комплексное месторождение тантала, ниобия, циркония **[1, 2]**.

Хайломинский массив находится в центральной части Восточного Саяна и располагается в зоне Главного Саянского разлома, среди пород Бирюсинской глыбы Сибирского кратона на границе с Дербинским антиклинорием Центрально-Азиатского складчатого пояса. Вмещающими породами для массива служат диориты и кварцевые диориты раннего палеозоя, граниты и граносиениты огнитского комплекса Pz_2, сланцы, микрогнейсы и амфиболиты бирюсинской свиты и граниты саянского комплекса PR_1 **[1, 2]**. Массив представляет собой гипабиссальную интрузию штокообразной формы, площадью около 1.3 км^2, сложенную следующими главными фациальными разновидностями: арфведсонит- и эгиринсодержащими щелочными гранитами, лейкократовыми кварц-альбит-микроклиновыми гранитами, кварц-альбитовыми гранитами, переходящими в альбититы; последняя фация гранитов наиболее редкометалльная **[2–4]**. Возраст щелочных лейкогранитов и альбититов массива, определенный U-Pb (ID-TIMS) методом, составляет 267±1 млн лет **[5]**. Согласно **[6]**, месторождение располагается в пределах Восточно-Саянской зоны редкометалльного щелочного магматизма, возникшей в результате рифтогенных процессов, проявившихся в ранней перми на территории Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Среди альбититов в полотне опытного карьера обнаружен выход мелкозернистой серой породы мощностью 0.20–0.25 м, неясной протяженности (около 0.8 м). Порода сложена преимущественно доломитом и в подчиненном количестве кальцитом (рис. 1, а). Акцессорные минералы представлены оксидами Fe и Ti, минералом группы гумита, фосфатами Ca и TRCe, чевкинитом, минералами Ce, Ti и Zr, сульфидами – пиритом и пирротином.

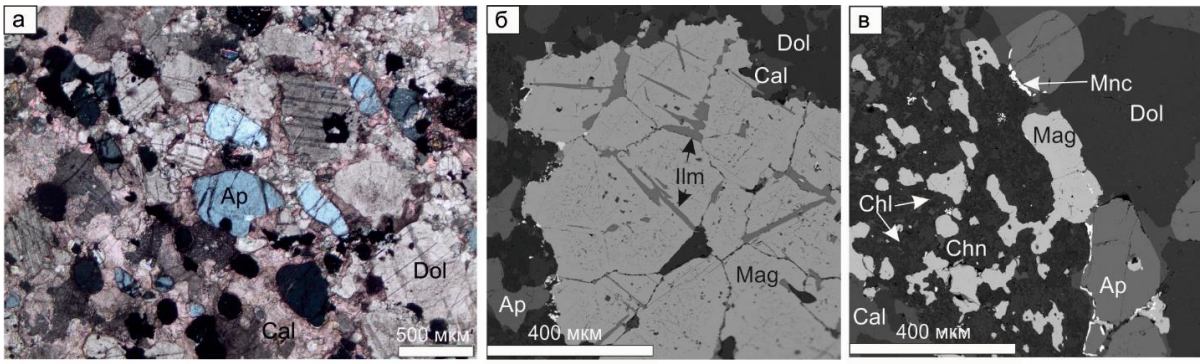


Рис. 1. Взаимоотношения минералов в карбонатитоподобной породе. а – фотография прозрачного шлифа, б, в – изображения в обратнорассеянных электронах. Пояснения в тексте.
Символы минералов: Ap – апатит, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Chn – хондродит, Dol – доломит, Ilm – ильменит, Mag – магнетит, Mnc – монацит.

Доломит имеет низкое содержание анкеритовой $CaFe(CO_3)_2$ молекулы – до 3 мол. %; присутствуют примеси SrO в количестве 0.41–0.52 мас. % и MnO 0.30–0.63 мас. %. Кальцит содержит SrO в количестве 0.45–0.96 мас. % и MgO в количестве 1.24–3.52 мас. %. Магнетит представлен зернами величиной до 1.0 мм; он содержит примеси MgO в количестве 0.9–3.2 мас. %, V_2O_3 до 1.1 мас. %, MnO до 0.7 мас. % и TiO_2 до 2.9 мас. %. Ильменит образует вростки (ламелли) в магнетите (рис. 1, б); он имеет высокое содержание как MgO – 15.0–18.9 мас. %, так и MnO – 4.4–13.7 мас. % и по химическому составу близок к ильмениту из карбонатитов Якупиранги и фоскорит-карбонатитового комплекса Сокли, Финляндия **[7]**.

Минерал группы гумита по химическому составу отвечает хондродиту с общей формулой $(Mg_{4.62–4.79}Fe_{0.17–0.23}Ti_{0.00–0.15}Ca_{0.00–0.02})_{5.00}Si_{2.02–2.16}O_4(F_{0.51–0.86}OH_{0.49–1.14})_2$. Он замещается магнезиальным хлоритом и магнетитом (рис. 1, в).

Апатит представлен короткопризматическими зернами величиной 0.1–0.7 мм. Состав апатита варьируется от гидроксилапатита до фторапатита; усредненная формула минерала $(Ca_{5.08}Sr_{0.04})_{5.12}(PO_4)_3(F_{0.42}OH_{0.58})$. Монацит-(Ce) с усредненной формулой $(Ce_{0.53}La_{0.28}Nd_{0.16}Pr_{0.04}Ca_{0.05})_{1.06}P_{0.97}O_4$ располагается по периферии зерен апатита (рис. 1, в). Чевкинит встречается в виде зерен размером до 50 мкм в ассоциации с монацитом-(Ce), нёггератитом $(Ca_{1.48}Nd_{0.22}Ce_{0.21}Pr_{0.03})_{1.94}Zr_{1.90}Nb_{1.04}(Ti_{1.66}Nb_{0.34})_{2.00}Fe_{1.00}O_{14}$ и недиагностированным Ce-Ti оксидом. Чевкинит содержит 46–50 % оксидов TR_{Ce}; его усредненный химический состав отвечает формуле $(Ce_{1.93}La_{0.93}Nd_{0.56}Pr_{0.11}Ca_{0.47})_{4.00}(Mg_{0.82}Fe^{2+}_{0.15})_{0.97}(Fe^{2+}_{0.13}Al_{0.55}Fe^{3+}_{0.78}Ti_{0.53})_{2.00}$ $Ti_{2.04}(Si_{3.90}Ti_{0.10})_{4.00}O_{22}$.

По химическому составу порода отвечает силикокарбонатиту (мас. %): SiO_2 16.01, TiO_2 0.24, Al_2O_3 2.99, $Fe_2O_{3общ}$ 6.32, MnO 0.23, MgO 20.80, CaO 26.79, Na_2O 0.08, K_2O 0.01, P_2O_5 5.01, CO_2 19.80; на классификационной диаграмме $(FeO+Fe_2O_3+MnO)/MgO$ – $[100CaO/(CaO+MgO+FeO+Fe_2O_3+MnO)]$ точка состава этой породы находится в поле магнезиокарбонатитов. Наряду с высоким содержанием фосфора, ее характерными особенностями являются высокое содержание Sr – 2700 ppm и умеренно высокое REE – 580 ppm при очень сильной обогащенности цериевыми лантаноидами (La/Yb=161) и отсутствие на нормированном относительно хондрита спектре REE европиевой аномалии (рис. 2, а). В карбонатной породе умеренное содержание Zr (287 ppm) и низкое Ba (27 ppm), Rb (2.2 ppm), Nb (10 ppm), Y (11 ppm), Ta (2.3 ppm), Th (6.9 ppm), U (0.38 ppm). На мультиэлементном спектре (рис. 2, б) проявлены глубокие минимумы по Rb, Ba, K, Pb, Ti, небольшой минимум по Y, а также минимумы по U-Nb, Zr-Hf, но минимум по Zr-Hf выражен слабо по сравнению с типичными доломитовыми карбонатитами **[8, и др.]**. Кроме того, изученная порода по сравнению с типичными карбонатитами имеет низкое отношение Nb/Ta (4.5), более низкое, чем в гранитах Хайломинского массива (6.5–24.0).

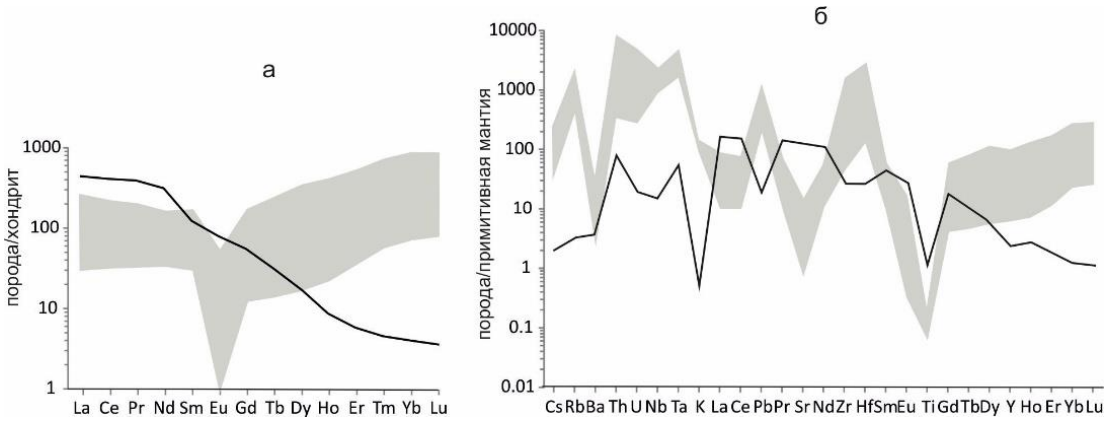


Рис. 2. Спектры редкоземельных элементов (а) и мультиэлементные спектры (б) карбонатитоподобной породы (черная линия) и гранитов Хайломинского массива (серое поле).

Карбонатная порода по минеральному составу, особенностям взаимоотношений минералов, их химическому составу, а также общей геохимии сходна с магнезиокарбонатитами (силикокарбонатитами) и представляет собой, по-видимому, дайку в гранитах Хайломинского массива. Наблюдаемое замещение хондродита хлоритом и магнетитом и образование минералов TR_{Ce} связаны, вероятно, с воздействием на карбонатит низкотемпературных растворов, отделяв-

шихся от гранитов. Необычность минерального состава карбонатной породы, в частности присутствие редкого в карбонатитах минерала группы гумита, возможно, отражает изначальную обогащенность карбонатного расплава водой и фтором, а также свидетельствует, как и присутствие силиката чевкинита, о возможной контаминации карбонатного расплава гранитным материалом. Присутствие в доломит-кальцитовой породе нёггератита – минерала группы цирконолита (т.е. обогащенность Zr), так же как и низкое отношение Nb/Ta, может служить указанием на единый источник для щелочно-гранитного и карбонатитового расплавов. Полученные данные позволяют предполагать вероятность обнаружения карбонатитов раннепермского возраста на рассматриваемой территории.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Минобрнауки РФ «Рудоносные магмы и флюиды: геологические и физико-химические условия генерации – ключ к прогнозированию гидротермальных месторождений редких, цветных и благородных металлов» (проект № 13.1902.24.44, соглашение 075-15-2024-641).

[1] *Архангельская В.В., Рябцев В.В., Шурига Т.Н*. Геологическое строение и минералогия месторождений тантала России. Минеральное сырье. М.: ВИМС, 2012. 318 с.

[2] *Бескин С.М*. Геология и индикаторная геохимия тантал-ниобиевых месторождений России (редкометалльные граниты). М.: Научный мир, 2014. 112 с.

[3] *Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Перфильев В.В*. Геохимические особенности редкометалльных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. 2016. Т. 24, № 5. С. 554–568.

[4] *Алымова Н.В., Владыкин Н.В.* Особенности состава рудообразующих минералов в редкометалльных щелочных гранитах Зашихинского массива (Иркутская область) // Записки Российского минералогического общества. 2021. Ч. CL, № 1. С. 76–91.

[5] *Лыхин Д.А., Иванова А.А., Алымова Н.В., Сальников Е.Б., Котов А.Б., Никифоров А.В., Воронцов А.А., Плоткина Ю.В., Галанкина О.Л., Толмачева Е.В*. Возраст Зашихинского редкометалльного месторождения (Восточный Саян): результаты U-Pb (ID TIMS)-геохронологических исследований метамиктизированного циркона // Доклады РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 518, № 1. С. 33–44.

[6] *Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Козловский А.М., Никифоров А.В., Травин А.В*. Состав, источники и механизмы формирования редкометалльных гранитоидов позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологой) // Петрология. 2016. Т. 24, № 5. С. 515–536.

[7] *Lee M.J., Lee J.I., Moutte J*. Compositional variation of Fe-Ti oxides from the Sokli complex, northeastern Finland // Geosciences Journal. 2005. V. 9, № 1. P. 1–13.

[8] *Chakmouradian A.R., Reguir E.P., Kressall R.D., Crozier J., Pisiak L.K., Sidhu R., Yang P*. Carbonatite-hosted niobium deposit at Aley, northern British Columbia (Canada): Mineralogy, geochemistry and petrogenesis // Ore Geologe Reviews. 2015. V. 64. P. 642–666.

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

2026. Выпуск 24. С. 243–244

ПРИНЦИПЫ ОБЕСПЕЧЕНИЯ СЕЙСМОСТОЙКОСТИ ОБЪЕКТОВ АРХИТЕКТУРНОГО НАСЛЕДИЯ В УСЛОВИЯХ РАЗВИТИЯ ИСТОРИЧЕСКОГО ЦЕНТРА ИРКУТСКА

О.И. Салandаева

Иркутск, Иркутский национальный исследовательский технический университет
Институт земной коры СО РАН, salandaeva@rambler.ru

Активизация преобразования исторического центра г. Иркутска при сложившейся разноплановой застройке и специфических природно-климатических условиях обращает на себя особое внимание в аспекте не только сохранения архитектурных объектов истории и культуры, но и обеспечения их сейсмостойкости и сейсмостойкости застройки в целом. Формирование основных положений обеспечения сейсмостойкости объектов архитектурного наследия при взаимодействии с современной застройкой исторического центра г. Иркутска в данном исследовании выполнено как составляющая компонента генерирования превентивных задач обеспечения сейсмической безопасности территории в контексте градостроительных аспектов.

Практические методы реставрации непосредственно архитектурных объектов базируются на нормативных требованиях реставрации памятников истории и культуры, а именно на безусловном сохранении историко-архитектурной подлинности объекта, в том числе подлинности конструктивной системы и строительных материалов. Существующая методика реставрации памятников истории и культуры основывается на комплексные научные исследования, включающие в себя предварительные историко-культурные исследования, натурные исследования непосредственно архитектурного объекта, археологические исследования, историко-архитектурное обоснование проекта, исследования несущей способности объекта, целостности конструктивных элементов, дефицита сейсмостойкости, в том числе методами натурного испытания и экспериментальных исследований, а также инженерные гидрогеологические изыскания и др. В данных условиях методы обеспечения сейсмостойкости ориентированы на сохранение аутентичности объекта средствами минимального вмешательства в существующие конструктивные системы с обязательным сохранением геометрических параметров в целом, а именно сохранение формы и габаритов как наземных, так и подземных объемно-пространственных элементов. В части применения строительных материалов для воссоздания утраченных архитектурных элементов необходимо применять материалы, идентичные по структуре, составу и физико-механическим свойствам. В части работы несущего остова необходимо сохранить принципиальную конструктивную систему.

С другой стороны, современные требования инженерно-технологического обеспечения функционального использования объекта, такие как водоснабжение и канализование, отопление, энергоснабжение и другие преобразования могут вносить диссонанс в общую работу несущего остова посредством изменения температурно-влажностного режима. На первый взгляд незначительные преобразования могут вносить нарушения в работу конвекционных потоков и циркуляции воздуха внутри помещений и, как следствие, приводить к развитию биологических поражений (плесень, грибок и др.).

При разработке компенсирующих мероприятий по устранению дефицита сейсмостойкости при указанных требованиях перед проектировщиками ставятся нестандартные задачи. В реальном проектировании выработаны некоторые приемы усиления конструкций посредством устройства скрытых опоясывающих металлоконструкций, применения анкерных систем, инъецирования поврежденной каменной кладки, в том числе кирпичной, связывающими растворами, близкими по составу оригинальным растворам существующей кладки и пр. Как следствие, проектировщики сталкиваются с антагонизмом в части современных требований обеспечения сейсмостойкости.

Определение направлений развития научно-методологических принципов обеспечения сейсмостойкости исторических архитектурных объектов в данной работе базируется на расширении комплекса стандартных задач.

Ключевыми вызовами при разработке проектов реставрации архитектурных объектов – памятников истории и культуры остаются:

– с одной стороны, – обеспечение исторической и научной релевантности объектов архитектурного наследия, а именно проведение реставрационных работ в строгом соответствии с историко-архивными и натурными исследованиями; ранжирование ценности вариантов исторических наслаиваний архитектурных элементов (например, послойное изменение элементов декора фасадов или их цветового решения) и т.п.;

– с другой стороны, – обеспечение современных требований несущей способности, в том числе сейсмостойкости, щадящая интеграция инженерно-технологического оборудования и систем; обеспечение нового функционального приспособления в соответствии с существующей композиционно-пространственной структурой здания и пр.

– со стороны градостроительной структуры исторического центра – обеспечение соблюдения требований зон охраны объекта, зон регулирования застройки, зон охраняемого природного ландшафта, сохранение «видовых коридоров», обеспечивающих полноценный обзор исторических архитектурных объектов и др.

В настоящее время нарушается масштаб и структура городской ткани исторического центра Иркутска, в то время как сохранение исторически сложившейся структуры города наиболее благоприятно и для обеспечения сейсмической устойчивости застройки, поскольку малая и средняя этажность зданий с небольшими габаритами в плане в большей мере соответствует существующему сейсмогеологическому режиму данных территорий.

Многообразие стилистических архитектурных и конструктивных вариантов объектов исторического наследия Иркутска в неоднородной градостроительной структуре изначально усадебного характера с включениями точечной застройки советского периода и активной интеграцией в застройку современных зданий общественного назначения и жилых комплексов свидетельствуют о необходимости решения задач обеспечения сейсмической безопасности объектов архитектурного наследия на основе метода многофакторного анализа территории исторического центра как единой объемно-пространственной системы, взаимосвязанной сложным ландшафтом территории, ограниченной с трех сторон береговыми линиями рек Ангара и Ушаковка с несовершенной транспортной инфраструктурой с учетом сейсмогеологических условий и доли неопределенности геосистемы.

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

2026. Выпуск 24. С. 245–246

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА В ПРЕДЕЛАХ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА: результаты спецкартирования по данным линеаментного анализа рельефа

К.Ж. Семинский, А.К. Семинский

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

Деформационные процессы, интенсивно протекающие в подвижных поясах, как известно, охватывают краевые части платформ, что в совокупности с гравитационной тектоникой приводит к формированию сложной системы дислокаций осадочного чехла. Картирование подобных структур для решения актуальных задач поиска, разведки и эксплуатации месторождений углеводородов, алмаза, железа, солей и других видов полезных ископаемых для платформ представляет известную трудность в связи с недостаточной обнаженностью породных комплексов. Во многих случаях реконструкция напряженно-деформированного состояния осадочного чехла может базироваться главным образом на сети линеаментов рельефа, что заставляет совершенствовать методы их анализа для повышения достоверности получаемых реконструкций.

Целью проведенного исследования было восстановить напряженное состояние осадочного чехла на разных этапах тектогенеза для территории юга Сибирского кратона (Иркутский амфитеатр) на основе применения тектонофизического метода спецкартирования **[1]**, позволяющего проводить парагенетический анализ структурных элементов – линеаментов – на плоскости.

Основой анализа стала схема линеаментов Иркутского амфитеатра, составленная по трехмерной модели рельефа и структуре гидросети. На схеме отчетливо выделяются три характерные для изучаемой территории направления разрывных структур – северо-западное (саянское), северо-восточное (байкальское) и меридиональное (байкало-таймырское). Некоторые линеаменты соответствуют сегментам крупных разломов, представленных на геологической карте 1:1 000 000 масштаба. Таким образом, выявленная сеть линеаментов в первом приближении отражает разрывную структуру амфитеатра и может быть использована для получения достоверных реконструкций напряженного состояния чехла с учетом преимуществ спецкартирования, базирующегося на статистическом подходе к анализу фактического материала.

Картирование напряженного состояния проводилось посредством реконструкций, проведенных для 24 площадей (ячеек) размером 1×2°, на которые в соответствии с градусной сетью была разделена территория исследования. Роза-диаграммы линеаментов, локализующихся в каждой из ячеек, сопоставлялись, согласно методике спецкартирования, с эталонными парагенезисами разрывов, соответствующих обстановкам сжатия, растяжения, правого и левого сдвига с итоговым выделением тех из них, которые позволяют объяснить происхождение всех выделяющихся на диаграммах систем. Несколько десятков полученных таким образом решений локального уровня были вынесены на схемы напряженного состояния осадочного чехла, отличающиеся типом (сжатие, растяжение, сдвиг) и пространственной ориентировкой осей главных нормальных напряжений. При этом однотипные решения в подавляющем большинстве составили крупные, аналогичные по напряженному состоянию, зоны.

Анализ положения закартированных зон позволил установить общую закономерность, которая заключается в их пространственной приуроченности к внешним границам Иркутского амфитеатра. При этом поперечные размеры разнотипных зон существенно отличаются, составляя в крайних ситуациях узкую полосу ячеек вдоль краевого платформенного шва и широкую область, проникающую в центральную часть амфитеатра. Вместе с тем наложение в присаянской и прибайкальской части платформы областей с разным типом напряженного состояния, представленных на отдельных схемах, свидетельствует о деформационных процессах, происходящих в различных тектонических режимах на отдельных этапах тектонического развития изучаемого региона.

Сопоставление пространственной ориентировки зон и типа напряженного состояния пород в их пределах послужило основанием для реконструкции четырех динамических обстановок регионального уровня, в которых происходило развитие структуры осадочного чехла юга Сибирской платформы. Анализ их пространственного распределения в пределах амфитеатра показал, что обстановка сжатия пород в направлении СЗ-ЮВ (I) получила распространение от прибайкальской краевой части в глубь Иркутского амфитеатра, оставляя незатронутой деформациями только его присаянскую область. Обстановка сдвига с широтной ориентировкой субгоризонтальной оси сжатия и меридиональной ориентацией субгоризонтальной оси растяжения (II) привела к формированию зоны левых сдвигов в присаянской зоне, правых сдвигов – в прибайкальской зоне и фрагментарному развитию структур сжатия в центральной части амфитеатра. Противоположная по типу обстановка сдвига с широтной ориентировкой субгоризонтальной оси растяжения и меридиональной ориентацией субгоризонтальной оси сжатия (III) проявилась правыми сдвигами в присаянской и левыми сдвигами в прибайкальской части изученной территории, причем последние частично распространились и в его центральную область. Обстановка растяжения в направлении СЗ-ЮВ (IV) проявилась формированием структур растяжения в прибайкальской и структур сжатия – в присаянской краевых зонах Иркутского амфитеатра.

Реконструкции локальных стресс-тензоров и динамических обстановок регионального уровня, известные для отдельных участков рассматриваемой территории из литературы, в большинстве случаев не противоречат результатам спецкартирования. Однако в полной мере они соответствуют реконструкциям, полученным геолого-структурными методами для ограничивающих платформу с юга подвижных поясов и обобщенным в работах Д. Дельво с соавторами **[2, 3]**. На базе комплексного анализа ими было установлено, что обстановка I существовала в пределах изученных поясов в среднем силуре – раннем девоне, обстановка II – в позднем карбоне – ранней перми, обстановка III – в поздней юре – раннем мелу, а обстановка IV – в кайнозойское время. Причины проявления сегментов палеозойской разрывной сети в виде спрямленных элементов рельефа, по которым для Иркутского амфитеатра проводились реконструкции напряженного состояния, – тема отдельного целенаправленного исследования. Однако полученное соответствие реконструкций свидетельствует о вполне определенной унаследованности.

Таким образом, на примере юга Сибирского кратона подтверждается, что деформационный процесс, активно протекающий на разных этапах тектогенеза в смежных с платформами подвижных поясах, распространяется на сотни километров в их внутренние области, воздействуя на породы чехла, напряженное состояние которого может быть закартировано на основе применения тектонофизического подхода к анализу спрямленных элементов рельефа.

[1] *Семинский К.Ж.* Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1: теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 2. С. 445–467.

[2] *Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Melnikov A., Ermikov V.* Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part 1. Paleozoic and Mesozoic pre-rift evolution // Tectonophysics. 1995. V. 252. P. 61–101.

[3] *Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., Sankov V.* Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part 2. Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. V. 282. P. 1–38.

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

2026. Выпуск 24. С. 247–248

ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ УСЛОВНО РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ МАЛОХИНГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Н.И. Синякова, Р.О. Овчинников, А.А. Сорокин

Благовещенск, Институт геологии и природопользования ДВО РАН, sinyakova.ni@yandex.ru

Комплексное изучение раннепалеозойских гранитоидных плутонов в структуре террейнов восточной части Центрально-Азиатского орогенного пояса является одним из приоритетных направлений в рамках реконструкции геодинамической эволюции этого крупнейшего пояса Земли.

Согласно существующим схемам тектонического районирования Малохинганский террейн является продолжением Цзямусинского массива на территории Российского Дальнего Востока **[1, 2]**. В то же время новые геохронологические данные позволяют предполагать самостоятельное развитие этого террейна по крайней мере до начала раннего палеозоя **[3]**. Кардинальным препятствием для подтверждения новых взглядов на тектоническое районирование выступает слабая изученность геологических комплексов этого террейна. В связи с этим мы выполнили минералого-петрографические, геохимические исследования условно раннепалеозойских гранитоидов в бассейне р. Урми, в северо-восточной части Малохинганского террейна.

Главными породообразующими минералами условно раннепалеозойских гранитоидов, отобранных в береговых обнажениях левого борта р. Урми, являются калиевый полевой шпат (34–45 %), кварц (26–30 %), плагиоклаз (12–25 %), биотит (8–10 %) и мусковит (~5 %). Вторичные изменения проявлены в пелитизации калиевого полевого шпата, развитии серицита и альбитизации плагиоклазов, замещении хлоритом биотита. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, эпидотом, апатитом, ильменитом и гётитом. Гранитоиды обладают массивной текстурой и гипидиоморфно-зернистой, гранитовой структурой. Также выявлены элементы графической структуры.

В результате микрозондовых исследований показано, что калиевый полевой шпат в рассматриваемых гранитоидах представлен ортоклазом (Or_{80}–Or_{90}). Плагиоклаз в центральных частях соответствует по своему химическому составу олигоклазу (An_{10}–An_{11}), в краевых – альбиту (An_2–An_7). Биотит представлен как Fe- (FeO*=25.31–27.83 %, 1.49–1.67 ф.к. Fe), так и Mg- (MgO=8.52–9.60 %, 1.01–1.14 ф.к. Mg) разностями. Мусковит отвечает в большей степени фенгиту (FeO*=3.7–13.33 %, 0.19–0.71 ф.к. Fe; MgO=1.23–3.10 %, 0.124–0.33 ф.к. Mg).

Рассматриваемые гранитоиды по соотношению SiO_2 (70.04–71.05 %) и суммы щелочей K_2O+Na_2O (6.46–7.38 %) соответствуют умеренно щелочным гранитам. Они характеризуются высокими значениями $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO)$=0.82–0.83, свойственными железистым гранитоидам. Величина ASI=1.1–1.2 в них указывает на их пересыщенный глиноземом состав.

Распределение РЗЭ в условно раннепалеозойских гранитоидах имеет умеренно дифференцированный характер ((La/Yb)n=23.12–47.34), при слабо выраженной отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu*=0.74–0.87). Графики нормированных к примитивной мантии концентраций микроэлементов иллюстрируют обогащение рассматриваемых пород в отношении Ba и Nb на фоне дефицита в отношении U, Ta, Sr и Ti.

Для определения генетического типа условно палеозойских гранитоидов северо-восточной части Малохинганского террейна необходимо учитывать результаты петрографических и геохимических исследований.

В рассматриваемых магматических образованиях присутствует Fe- и Mg- биотит, а также мусковит. Необходимо отметить, что мусковит по своему составу в большей степени соответствует первичному (MgO=1.26–2.31 %, **[4]**). Среди непрозрачных акцессорных минералов установлен ильменит. Данные минералогические особенности характерны для S-типа гранитов **[5]**.

Значения величины ASI в гранитоидах >1, что соответствует эталонным гранитам S-типа. Также для них характерна отрицательная корреляция в отношении Th и Rb, типичная для S-типа гранитов **[5]**.

Таким образом, геохимические и петрографические особенности условно раннепалеозойских гранитоидов в бассейне р. Урми позволяют соотносить их с гранитами S-типа.

Для определения геодинамических обстановок формирования рассматриваемых гранитоидов использованы тектонические диаграммы Д. Пирса **[6]** и Р. Батчелора и П. Боудена **[7]**. На диаграммах Rb – Yb+Ta, Nb – Y фигуративные точки гранитоидов занимают поля синколлизионных и островодужных гранитов. На тектонической диаграмме R2–R1 составы условно раннепалеозойских гранитоидов проявляют сходство с синколлизионными гранитами.

Результаты проведенных исследований сводятся к следующему:

– условно раннепалеозойские гранитоиды в бассейне р. Урми в северо-восточной части Малохинганского террейна относятся к S-типу гранитов;

– наиболее вероятной геодинамической обстановкой формирования рассматриваемых гранитоидов являлась обстановка коллизии.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института геологии и природопользования ДВО РАН.

[1] *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.

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

[3] *Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Синякова Н.И. и др*. Парагнейсы урильской свиты Малохинганского массива восточной части Центрально-Азиатского орогенного пояса: возраст и природа протолита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2027. № 1 (в печати).

[4] *Tischendorf G., Förster H.J., Gottesmann B., Rieder M*. True and brittle micas: Composition and solid-solution series // Mineralogical Magazine. 2007. V. 71, № 3. P. 285–320.

[5] *Chappell B.W., White A.J.R*. Two contrasting granite types: 25 years later // Australian Journal of Earth Sciences. 2001. V. 48, № 4. P. 489–499.

[6] *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G*. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25, № 4. P. 956–983.

[7] *Batchelor R.A., Bowden P*. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // Chemical Geology. 1985. V. 48, № 1–4. P. 43–55.

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

2026. Выпуск 24. С. 249–250

НОВЫЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОДЕКС РОССИИ (МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ РАЗДЕЛ): ПРЕЕМСТВЕННОСТЬ И ОБНОВЛЕНИЕ

Е.В. Скляров[1], А.В. Скобленко[2]

[1] Иркутск, Институт земной коры СО РАН, skl@crust.irk.ru
[2] Москва, Геологический институт РАН, an.pilitsyna@gmail.com

Предыдущая версия Петрографического кодекса была принята в 2008 г. **[1]** и по некоторым принципам существенно отличалась от международно принятой Классификации метаморфических пород 2007 г. **[3]**. На XIV Всероссийском петрографическом совещании (г. Санкт-Петербург, 28 сентября – 3 октября 2025 г.) было рекомендовано провести существенную переработку и обновление раздела Петрографического кодекса «Классификация и номенклатура метаморфических пород», сохранив в основном базовые принципы и подходы. При разработке классификаций любых объектов принципиально важной является иерархия классификационных признаков. И признаки, и их иерархия унаследованы от прошлого Кодекса, однако наполнение некоторых из них претерпело существенные изменения.

Важнейшим признаком является тип метаморфизма (класс), коих в предыдущем Кодексе предлагалось три: 1) термально- или контактово-метаморфические; 2) динамо-термально- или регионально-метаморфические; 3) динамо- или дислокационно-метаморфические (к которым, например, были отнесены глаукофановые сланцы и эклогиты). Отдельно рассматривались мигматиты и импактные породы. В новой версии предлагается выделить следующие типы: 1) регионально-метаморфический, подразделяемый на подтипы умеренных и высоких давлений; 2) контактово-метаморфический; 3) дислокационно-метаморфический; 4) магматогенно-метаморфический (мигматиты), 5) пирогенный, 6) импактный. Из этих шести типов для контактового и регионального типов метаморфизма предлагаются единые дальнейшие классификационные признаки, а для остальных разработаны собственные классификационные схемы.

Вторым по значимости в иерархии признаков для первого и второго типов является химический состав пород, подвергшихся метаморфизму (отряд). В предыдущем Кодексе использовался почти тот же принцип, что и для магматических пород (последовательное разделение сначала по содержанию SiO_2, потом по степени насыщенности глиноземом, затем по степени насыщенности щелочами). В новом Кодексе предлагается более общее разделение, используемое для метаморфических пород **[2, 3]**: метаультрабазиты, метабазиты, метапелиты, кварц-полевошпатовые породы, карбонатно-силикатные породы, а также редкие и экзотические породы.

Для регионального и контактового типов метаморфизма породы каждого отряда разделены на семейства по наличию устойчивого минерального парагенезиса определенной метаморфической фации. Для фаций умеренных давлений выделяется четыре фации (семейства): пренит-пумпеллиитовая, зеленосланцевая, амфиболитовая и гранулитовая. Для фаций высоких давлений выделяется две фации: глаукофансланцевая (голубых сланцев) и эклогитовая. Для семейств контактово-метаморфических пород наиболее рациональна схема, в которой по возрастанию температуры образования выделены четыре фации: альбит-эпидот-роговиковая (мусковит-роговиковая), амфибол-роговиковая, пироксен-роговиковая и санидин-роговиковая.

По структурно-текстурному признаку метаморфические породы разделены на роды. При характеристике рода в качестве текстурного признака принимается делимость породы в плоскости S – естественного раскола, а в качестве структурного – доминирующая кристаллическая структура. Среди семейств пород регионально-метаморфического и контактового классов выделяются три рода: род сланцев – пород с тонкой делимостью и лепидобластовой либо нематобластовой структурой; род гнейсов – пород с грубой делимостью и гнейсовой структурой; род гранофельсов – массивных и грубополосчатых пород с гранулитовой или мозаичной структурой. Нововведением является применение термина «гранофельс» в соответствии с международной классификацией **[3]**.

Наименование видов метаморфических пород строится путем присоединения к названию рода прилагательного, содержащего сведения об их минеральном парагенезе – свойстве определенного вида. Традиционно принято на первое место ставить признак вида, а на второе – рода,

например, кианит-гранат-биотитовый гнейс, хлорит-актинолитовый сланец. Исключение составляют устоявшиеся собственные наименования метаморфических пород (амфиболит, голубой сланец, гранулит, джеспилит, зеленый сланец, кондалит, мрамор, филлит, эклогит) и породы, имеющие мономинеральный (более 75 об. %) состав (гранатиты, слюдиты и т.п.).

Среди семейств пород дислокационного метаморфизма выделяются: род брекчий и катаклазитов – грубообломочных, массивных пород с брекчиевой или катакластической структурой; род милонитов, бластомилонитов или филлонитов – пород с тонкой делимостью и милонитовой или филлонитовой структурой; род очковых (порфиробластических) гнейсов (mylonitic gneiss).

Мигматиты в зависимости от состава подразделяются на отряды в соответствии с общей систематикой метаморфических пород (метапелиты, кварц-полевошпатовые породы, метабазиты). Подразделение мигматитов на семейства определяется исходя из принадлежности минеральной ассоциации неосомы к определенной фации. Выделяются мигматиты гранулитовой или амфиболитовой фации регионального метаморфизма и пироксен-роговиковой и санидин-роговиковой контактового метаморфизма. Мигматиты каждого семейства по текстурному признаку подразделены на пять родов: 1) пятнистые, в которых лейкосома образует округлые или линзовидные обособления, 2) сетчатые (ветвистые), которые состоят из палеосомы, расчлененной жильной лейкосомой произвольной формы, развивающейся по системе трещин отдельности, дробления или кливажа; 3) послойные (строматиты), в которых лейкосома образует светлые взаимно параллельные прослои, чередующиеся с прослоями меланосомы и палеосомы, расположенные в плоскости первичной слоистости, сланцеватости или одной из поверхностей кливажа; 4) шлировые мигматиты, содержащие большие объемы лейкосомы, в которых расположены разрозненные блоки (шлиры) мелано- или палеосомы; 5) диатектитовые мигматиты, характеризующиеся преобладанием неосомы, структуры исходных пород полностью отсутствуют, минералы лейкосомы и меланосомы не разделены. В пределах каждого рода выделяются виды мигматитов как сообщество индивидов сходного минерального состава и структурно-текстурных особенностей.

К проявлениям пирогенного метаморфизма отнесены породы, возникшие при горении каустобиолитов и в результате электрического разряда молний. Они в первую очередь делятся на следующие отряды: метапелиты, силикато-карбонатные и карбонатные породы и метабазиты. По мере интенсификации термических изменений и степени плавления по пелитовым протолитам развиваются спеченные породы, клинкеры и паралавы; по силикато-карбонатным – роговики и паралавы.

Импактиты составляют спектр пород от трещиноватых пород мишени до заново сформированных в ударном процессе пород. Существует несколько фундаментальных критериев, которыми можно охарактеризовать то или иное тело импактитов. По степени удаленности от исходного (доударного) положения выделяются аутигенные/автохтонные (неперемещенные) – трещиноватые породы мишени, полностью или частично сохраняющие исходные структурно-текстурные признаки и состав; парааутигенные/парааавтохтонные – слагают дно кратера и обладают характерными признаками ударных деформаций; аллогенные (перемещенные) – импактиты, заполняющие кратер/ударную структуру и слагающие закратерные выбросы. По наличию и объему расплавленного вещества, структуре и текстуре выделяются следующие разновидности импактитов: 1) псевдотахилитовые брекчии, представляющие собой парааутигенные мономиктовые брекчии с различным соотношением объемов расплава и раздробленного вещества; 2) литические брекчии – брекчии, состоящие из обломков пород и минералов с минимальным количеством стекла; 3) зювитовые брекчии – туфоподобные или игнимбритоподобные мелкообломочные сцементированные породы; 4) расплавные импактиты (тагамиты), представляющие собой продукты плавления вещества исходных пород мишени; 5) стекла – закаленные фрагменты ударных расплавов; 6) аккреционные лапилли и конденсаты, состоящие из частиц пепла и обломков минералов.

[1] *Петрографический кодекс России*. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 203 с.

[2] *Классификация и номенклатура метаморфических пород*: Справочное пособие / Ред. Н.Л. Добрецов, О.А. Богатиков, О.М. Розен. Новосибирск, Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992. 205 с.

[3] Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms / Eds. D. Fettes, J. Desmons. Cambridge: University Press, 2007. 244 p.

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

2026. Выпуск 24. С. 251–253

ФАНТАСТИЧЕСКИЕ ГЛЫБЫ И ГДЕ ОНИ ОБИТАЮТ: О ФОРМИРОВАНИИ ВЫСОКОГРАДНЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

С.Ю. Скузоватов

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

Природа высокоградных метаморфических комплексов, формирующих разномасштабные тектонические блоки в пределах аккреционных и коллизионных орогенов, традиционно является предметом оживленных дискуссий. С развитием методик изотопной геохронологии в конце 1990 – начале 2000-х гг. последовательно опровергались ранние представления о раннедокембрийском возрасте таких блоков (или «глыб»), в ряде случаев указывая на их непосредственную связь с процессами орогенеза в протерозое и фанерозое. Вместе с тем механизмы реализации высоких PT-параметров, ответственных за формирование метаморфических блоков, контрастных по своему облику и степени преобразования относительно окружающих комплексов пород, во многих случаях остаются неясными. Частным вопросом в рамках той же проблемы является латеральная изменчивость условий метаморфизма вдоль предполагаемых зон аккреционных и коллизионных взаимодействий, как, к примеру, в случае проявлений эклогитового и гранулитового метаморфизма в пределах широко известного орогена Даби в Китае. В пределах южного обрамления Сибирского кратона одним из таких примеров являются «омоложенные» высокоградные комплексы восточной части Байкало-Муйского складчатого пояса **[1]** с описанным и предполагаемым проявлением высокобарического метаморфизма **[2, 3]**. В настоящем сообщении кратко резюмированы накопленные за последнее десятилетие данные, а также новая информация о составе, происхождении и возможной модели формирования указанных комплексов.

В пределах Северо-Муйского блока (СМБ) распространены неметаморфизованные и в различной степени метаморфизованные гранитоиды с преобладающей геохимической спецификой надсубдукционных гранитов и возрастом кристаллизации в диапазоне 810–765 млн лет **[1, 4–6]**. Анатектические гранитоиды с близким к нижнему возрасту данного диапазона возрастом присутствуют среди метаосадочных пород Южно-Муйского блока (ЮМБ) **[7]**. Метаосадочные породы преимущественно кварц-полевошпат-слюдистого состава соответствуют незрелым осадкам типа граувакков, в обоих блоках имеют значительно перекрывающиеся диапазоны возраста сохраненного детритового циркона (941–758 и 856–776 млн лет) **[4, 6–7]**; характеристики последнего в редких случаях изменены процессами метаморфизма и перекристаллизации **[6]**. В породах обоих блоков обнаружены единичные зерна раннедокембрийского циркона (3.24–1.88 млрд лет в СМБ **[4]**; главным образом дискордантный циркон с $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастом 2.56–2.27 млрд лет – в ЮМБ **[7]**); предполагать сколь-либо значимый вклад раннедокембрийской коры в качестве источника сноса осадочного материала, по всей видимости, не является обоснованным. В обоих блоках изотопный состав Lu-Hf в цирконе гранитогнейсов и метаосадочных пород (главным образом $\varepsilon_{Hf}(t)$ в пределах –11…+9, модельный возраст T_{DM}^{C}=2.3–1.0 млрд лет) указывает на значительную гетерогенность и вероятное смешение ювенильного неопротерозойского и древнего (мезо- или палеопротерозойского) корового источников), тогда как в СМБ контрастный вклад осадочного материала в процессах плавления и гранитообразования дополнительно отражается в изотопном составе кислорода циркона ($\delta^{18}O$ от преобладающих +6.8…+9.2 до +13.8 ‰…+14.6). Последние указывают на преимущественно осадочный источник материнских гранитов. Метаморфизм метаосадочных пород ЮМБ в высокотемпературных условиях (выше 700–750 °C; **[8–9]**), в том числе выше уровня солидуса, привел к повсеместному диффузионному переуравновешиванию, перекристаллизации, растворению и дорастанию детритового циркона, которое происходило в два высокотемпературных этапа на рубеже 764–754 и 622–608 млн лет **[7]**. На современном уровне среза СМБ этот процесс не проявлен или проявлен слабо в силу более ограниченных условий, вероятно не превышавших 620–640 °C и 12 кбар **[6]**. Время эклогитового

метаморфизма достаточно достоверно определено на рубеже 630 млн лет U-Pb методом по циркону **[6, 10]**, наряду с эквивалентными более ранними оценками Sm-Nd методом. Эклогиты СМБ (главным образом до 560–700 °С и до 25 кбар) и высокобарические мафические гранулиты ЮМБ (до 820 °С при 14–16 кбар) имеют характеристики континентальных пород или базитов субдукционных обстановок (континентальных дуг или активных окраин) **[10–11]**. Достаточно вариативный химизм эклогитов предполагает возможность тектонического экспонирования пород различного состава и генезиса, в то время как для метабазитов ЮМБ характерен единый или близкий к таковому тренд эволюции ультрабазит-базитового расплава протолита химизма с формированием нижнекоровых оливин-клинопироксеновых (клинопироксеновых) кумулатов **[11]**. В то же время изотопные характеристики Nd-Sr эклогитов и мафических гранулитов свидетельствуют о схожих процессах мантийно-корового взаимодействия при формировании и эволюции расплавов, которые, однако, имели более ювенильные характеристики для протолита эклогитов ($\varepsilon_{Nd}(t)$=–1.4…+6.0, $(Sr/Sr)_i$=0.705–0.708) в сравнении с таковым гранулитов ($\varepsilon_{Nd}(t)$=–8.2…+0.6, $(Sr/Sr)_i$=0.704–0.711). Наконец, в отличие от типичных субдукционных комплексов с характерной быстрой эксгумацией на уровни нижней – средней коры, эксгумация пород СМБ и ЮМБ происходила с низкими скоростями и контролировалась тектонической эрозией и денудацией, что отражено в U-Pb систематике рутила эклогитов СМБ (датировки от 605 до 550 млн лет) **[12]**, недавно полученных данных Sm-Nd геохронологии граната из высокобарических гранулитов (555–510 млн лет), а также неопубликованных авторских ^{40}Ar-^{39}Ar данных.

В свете полученной за последнюю декаду изотопно-геохронологической и петролого-геохимической информации формирование метабазитов, гранитоидов и осадочных комплексов, выступавших протолитом метаосадочных пород СМБ и ЮМБ, видится в непосредственной генетической связи с неопротерозойской континентальной дугой или активной континентальной окраиной **[13,** и ссылки в данной работе**]**, к примеру, в результате растяжения с формированием задугового (тылового) бассейна, с высокотемпературным метаморфизмом осадков в его наиболее глубинной части. Механизмы реализации условий с более высоким градиентом P/T в СМБ относительно высокотемпературных комплексов ЮМБ в процессе последующего метаморфизма пород различного типа остаются дискуссионными, однако процесс мог контролироваться природой и контрастной мощностью взаимодействующих блоков литосферы.

Исследование выполнено в рамках госзадания ИГХ СО РАН, проект FWEG-2026-0012.

[1] *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.

[2] *Добрецов Н.Л., Габов Н.Ф., Добрецова Л.В. и др*. Эклогитоподобные породы (друзиты) и эклогиты в докембрийских блоках Прибайкалья // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях / Ред. Н.Л. Добрецов, Н.В. Соболев, В.С. Шацкий Новосибирск: Наука, 1989. С. 7–35.

[3] *Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В*. О находке гранатовых ультрабазитов и эклогитов в Южно-Муйской глыбе архея (Северное Прибайкалье) // Доклады АН СССР. 1988. Т. 299, № 2. С. 434–437.

[4] *Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A. et al*. Evolution history of the Neoproterozoic eclogite-bearing complex of the Muya dome (Central Asian Orogenic Belt): constraints from zircon U-Pb age, Hf and whole-rock Nd isotopes // Precambrian Research. 2015. V. 261. P. 1–11.

[5] *Skuzovatov S.Yu., Wang K.-L., Shatsky V.S. et al*. Geochemistry, zircon U-Pb age and Hf isotopes of the North Muya block granitoids (Central Asian Orogenic belt): constraints on petrogenesis and geodynamic significance of felsic magmatism // Precambrian Research. 2016. V. 280. P. 14–30.

[6] *Skuzovatov S.Yu., Wang K.-L., Li X.-H. et al*. Zircon trace-element and isotopes (U-Pb, Lu-Hf, $\delta^{18}O$) response to fluid-deficient metamorphism (North Muya, Eastern Siberia) // Geological Society London Special Publications. 2024. V. 537, № 1. P. 285–311.

[7] *Skuzovatov S.Yu., Wang K.-L., Dril S.I. et al*. Geochemistry, zircon U-Pb and Lu-Hf systematics of high-grade metasedimentary sequences from the South Muya block (northeastern Central Asian Orogenic Belt): reconnaissance of polymetamorphism and accretion of Neoproterozoic exotic blocks in southern Siberia // Precambrian Research. 2019. V. 321. P. 34–53.

[8] *Доронина Н.А., Скляров Е.В*. Соотношение эклогитового и гранулитового метаморфизма в пределах Южно-Муйской глыбы // Доклады РАН. 1995. Т. 340, № 6. С. 793–796.

[9] *Скузоватов С.Ю., Скляров Е.В., Шацкий В.С. и др*. Возраст метаморфизма и природа протолита гранулитов Южно-Муйской глыбы (Байкало-Муйский складчатый пояс) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 3. С. 575–591.

[10] *Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., 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.

[11] *Скузоватов С.Ю., Шацкий В.С., Дриль С.И*. Высокобарические мафические гранулиты Южно-Муйской глыбы (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Доклады РАН. 2017. Т. 473, № 4. С. 472–476.

[12] *Скузоватов С.Ю., Ризванова Н.Г., Скублов С.Г. и др*. U-Pb ID-TIMS возраст рутила из эклогитов Северо-Муйского блока (Северо-Восточное Забайкалье) как индикатор длительности эксгумации континентальной литосферы // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512, № 1. С. 50–59.

[13] *Андреев А., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д. и др*. Возраст, состав и тектонические обстановки формирования позднебайкальских комплексов Кичерской зоны Байкало-Витимского пояса (северное Прибайкалье): геологические, геохронологические (ID-TIMS, SIMS) и Nd-изотопные данные // Петрология. 2022. Т. 30, № 4. С. 345–378.

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

2026. Выпуск 24. С. 254–256

СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА И ЛОКАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ КОВЫКТИНСКОЙ ЗОНЫ ГАЗОНАКОПЛЕНИЯ (ЮГ СИБИРСКОГО КРАТОНА) КАК ОСНОВА НАРАЩИВАНИЯ РЕСУРСНОЙ БАЗЫ ИРКУТСКОГО ЦЕНТРА ГАЗОДОБЫЧИ

А.С. Смирнов

Тюмень, Тюменский индустриальный университет, smirnovas@tyuiu.ru

Ковыктинская зона газонакопления приурочена к Верхнеленскому сводовому поднятию – крупнейшему положительному элементу Ангаро-Ленской ступени в зоне ее сочленения с Предбайкало-Предпатомским региональным прогибом и фронтом Байкало-Патомского надвигового пояса **[1, 3]**. По результатам аэрогеофизической съемки 2019–2023 гг. и ее комплексирования с сейсморазведкой и бурением уточнены границы и внутренняя структура поднятия, закартирована поверхность фундамента (отметки −2300…−2700 м при разнице минимальных и максимальных глубин около 460 м), выявлена блоковая делимость фундамента, разбитого разломами на тектонические блоки с трещиноватой, местами выветрелой поверхностью, и выполнено вещественно-петрофизическое районирование его верхней части с обособлением восьми комплексов пород – от метабазитов и амфиболитов до гранитогнейсов, гранитоидов и филлитовых сланцев **[1, 2]**. Установлено, что верхи разреза фундамента сложены преимущественно породами кислого состава, на востоке площади – среднего с участками основного. С выводом Ковыктинского газоконденсатного месторождения на проектную мощность задача Иркутского центра газодобычи смещается к воспроизводству ресурсной базы, а в ближайшем горизонте потребуется прирост запасов за счет локальных объектов в контуре действующей инфраструктуры – Ковыктинского, Хандинского, Чиканского и Прибайкальского лицензионных участков и прилегающей южной, тутурской, части поднятия.

Региональный структурный каркас рассматриваемой территории на сегодня уточнен по современным геофизическим работам, зональный прогноз подтвержден открытием в 2023–2024 гг. газоконденсатных залежей в базальном и боханском горизонтах тутурской части поднятия **[2]**, тогда как локальные объекты остаются прогнозными. На это есть несколько причин.

Первое – амплитуды выявленных (выявляемых) структур составляют первые десятки метров: к примеру, Ангинское (Очаульское) горстообразное поднятие при ширине до 25 км имеет амплитуду около 80 м и отметки в своде 2460 м **[1]**. Такие формы находятся на пределе разрешающей способности потенциальных полей, поэтому выделенная по ним структура является поисковой гипотезой, а не подготовленным объектом.

Второе – неполное наследование структуры фундамента вышележащего осадочноого чехла. Осадочный чехол во фронтальной зоне надвигового пояса имеет двухъярусное строение: автохтон и аллохтон, разделенные срывом по галогенно-карбонатной части кембрия **[4]**. В области Качугского вала и южнее на региональном сейсмическом профиле «Ковыкта – Предпатом» отмечается практически полное отсутствие отражений, объясняемое поглощением сейсмической энергии в зонах развития соляной тектоники **[1]**. Следовательно, схема «выступ фундамента – облекание – ловушка» обоснована лишь для доскладчатых горизонтов автохтона, а традиционная проверка разломной сети по сейсморазведке невозможна именно там, где прогнозируется прирост запасов.

Третье – подмена резервуарного критерия структурным. Южные положительные структуры выделены как сходные по магнитным и плотностным характеристикам с гранитоидами фундамента Ковыктинского месторождения **[2]**. Однако промышленная продуктивность самого месторождения связана с парфеновским песчаным горизонтом венда (эффективная мощность 3.8–28.8 м, средняя пористость 14 %), т.е. гранитоидные блоки фундамента здесь являются элементом структурного каркаса, а не резервуаром. Перенос этого признака на новые площади правомерен только как структурный, но не как прогноз коллектора.

С учетом сказанного предлагается ранжирование локальных объектов по степени геолого-геофизической обоснованности. Подготовленными следует считать залежи в базальном и боханском горизонтах тутурской части поднятия, где ключевым риском остается литофациальная изменчивость терригенных коллекторов венда. Наиболее перспективным и одновременно наименее изученным направлением являются рифейские прогибы Хандинского и Прибайкальского участка, наследующие структуру фундамента: аномальное увеличение интервала между кровлей верхнечорской свиты и поверхностью фундамента до 650 м на юге площади против 100–400 м на севере, а также повышенная проводимость разреза на глубинах 3–6 км указывают на развитие рифейских толщ, нефтегазоносность которых на Сибирской платформе доказана открытием Юрубчено-Тохомского и Куюмбинского месторождений **[1, 3]**. Ловушки облекания над выступами фундамента южнее Ковыктинского месторождения сохраняют статус гипотез до постановки новой сейсморазведки 2Д/3Д. Кора выветривания и верхние 100–200 м фундамента должны рассматриваться как попутный объект: предпосылки к этому имеются (трещиноватая кровля, разуплотненные выветрелые базиты, обособленные в самостоятельный петрофизический комплекс), однако амплитуды выступов здесь на порядок уступают классическим «погребенным холмам» рифтовых окраин **[7]**. Приразломные трещинные зоны имеют двойственное значение: они формируют вторичную емкость в плотных породах подсолевого комплекса **[5, 6]**, но одновременно способны служить путями разрушения залежей.

Самостоятельной задачей является независимая проверка разломной сети, выделенной по сейсморазведке, потенциальным полям и в результате тектонофизического анализа **[9]**. Гелиеносность газа месторождения (0.2 % при разведанных запасах около 2.0 млрд м³) и высоконапорные предельно насыщенные магниево-кальциевые рассолы кембрия с минерализацией до 740 г/л промышленными содержаниями лития и брома и дебитами до 5–7 тыс. м³/сут требуют вертикально проницаемых зон и потому служат прямыми индикаторами активных флюидопроводящих разломов или флюидодинамических структур (Нежданов А.А., Смирнов А.С., 2021).

Предлагается программа работ до 2035 г., состоящая из трех этапов. **2027–2030 гг.** – геолого-геофизическое уточнение существующих прогнозных моделей: заложение параметрической скважины со вскрытием фундамента на 100–300 м, полным отбором керна, изучением его физических свойств и обязательным испытанием интервала коры выветривания; отработка двух – трех комплексных региональных профилей (сейсморазведка, электроразведка, геохимия) в южной части площади, в том числе через зоны наибольших расхождений существующих вариантов поверхности фундамента; создание сводной петрофизической базы пород фундамента региона. **2031–2033 гг.** – детализация и подготовка объектов: сейсморазведка 2Д/3Д на первоочередных структурах тутурской части и над выступами фундамента южнее месторождения, раздельное построение структурных планов автохтона и аллохтона, поисково-оценочное бурение на базальный и боханский горизонты, первая скважина на рифей Хандинского или Прибайкальского участка с испытанием интервала 3–6 км. **2034–2035 гг.** – тиражирование методики на сопредельные площади Верхнеленского поднятия и юго-западный борт Предбайкало-Предпатомского прогиба.

Главный ожидаемый эффект – подтверждение ресурсной оценки на ранней стадии геологоразведочных работ. Опыт комплексной интерпретации в Лено-Тунгусской провинции показал, что сопоставление различных геофизических аномалий позволяет относить часть проводящих зон к неоднородностям фундамента, не связанным с осадочным чехлом, и исключать соответствующие площади из числа первоочередных **[8]**. Принципиальным условием проверки ранее полученных результатов является подтверждение современного регионального каркаса, подтвержденного зонального прогноза и предварительных (перспективных) локальных объектов.

[1] *Вахромеев А.Г., Мейснер А.Л., Колмаков А.В., Смирнов А.С., Горлов И.В., Мисюркеева Н.В*. Картирование поверхности кристаллического фундамента Верхнеленского сводового поднятия, Иркутский амфитеатр, по данным современной аэрогеофизической съемки // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (19–22 октября 2021 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2021. Вып. 19. С. 27–30.

[2] *Вахромеев А.Г., Смирнов А.С., Колмаков А.В., Мейснер А.Л., Мамаков Д.О*. Картирование новых поисковых объектов УВС на юге Сибирского кратона и перикратонных прогибов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (15–19 октября 2024 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2024. Вып. 22. С. 40–42.

[3] *Вахромеев А.Г., Смирнов А.С., Мазукабзов А.М., Горлов И.В., Мисюркеева Н.В., Шутов Г.Я., Огибенин В.В*. Верхнеленское сводовое поднятие – главный объект подготовки ресурсной базы углеводородного сырья на юге Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2019. № 3 (39). С. 38–56.

[4] *Мисюркеева Н.В., Смирнов А.С., Мейснер А.Л. и др*. Тектоника аллохтона и структура кембрия Верхнеленского сводового поднятия, Иркутский амфитеатр, по данным комплекса геофизических исследований и бурения // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (19–22 октября 2021 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2021. Вып. 19. С. 170–173.

[5] *Шемин Г.Г., Вахромеев А.Г., Смирнов О.А. и др*. Строение, состав, оценка качества коллекторов и перспектив нефтегазоносности продуктивных карбонатных пластов венда и кембрия центральных и южных районов Сибирской платформы // Геология нефти и газа. 2023. № 6. С. 41–65.

[6] *Смирнов А.С., Вахромеев А.Г., Курчиков А.Р. и др*. Выявление и картирование флюидонасыщенных анизотропных трещинных коллекторов Ковыктинского газоконденсатного месторождения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2019. № 5 (329). С. 4–12.

[7] *Trice R., Hiorth C., Holdsworth R.* Fractured basement play development on the UK and Norwegian rifted margins // Geological Society, London, Special Publications. 2019. V. 495. P. 73–97.

[8] *Давыденко С.А., Мисюркеева Н.В., Давыденко А.Ю. и др*. Комплексный подход к интерпретации геофизических данных при уточнении модели кристаллического фундамента в Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции // Физика Земли. 2026. № 2. С. 92–104.

[9] *Семинский К.Ж., Бурзунова Ю.П., Борняков С.А. и др*. Геологические модели строения региональных резервуаров и пластовые флюидные системы Ангаро-Ковыктинской зоны нефтегазонакопления. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2024. 173 с. doi:10.53954/9785605250166.

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

2026. Выпуск 24. С. 257–258

РОЛЬ СЕЙСМИЧЕСКИ МЕДЛЕННЫХ МИНЕРАЛОВ В ОБРАЗОВАНИИ СРЕДНЕЛИТОСФЕРНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ НА ГЛУБИНАХ 70–100 КМ

Т.С. Соколова[1], А.Г. Гоев[1,2]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, sock_t@ifz.ru
[2] Москва, Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН

Современные геофизические наблюдения обнаруживают заметное снижение сейсмической скорости сдвиговых S-волн на 2–12 % на глубинах от 70 до 100 км в континентальной литосфере в пределах кратонов по всему земному шару (Северная и Южная Америка, Индия, северо-восточная часть Китая, Монголии, России и в другие области) **[1–7]**. Такое явление в зарубежной литературе получило название «mid-lithosphere discontinuity» – среднелитосферной неоднородности (разрыва) или MLD. Динамические процессы, приводящие к сейсмическим наблюдениям, до конца неясны, как и свойства слоя MLD. Однако общепринято, что MLD оказывается реологически слабее, чем выше- и нижележащая литосферная мантия, и имеет толщину около 10–40 км **[3, 6]**. Универсальной причины для образования среднелитосферной неоднородности также не найдено. Ряд исследователей **[3, 6, 7]** высказывают предположение о метасоматическом происхождении слоя MLD. В работе **[7]** было отмечено, что присутствие в примитивной мантии нетипичных минеральных фаз (например, флогопита, пироксенов, амфиболов или карбонатов) может свидетельствовать о большом количестве метасоматических наложений, в результате чего и была изменена плотность и сейсмическая скорость литосферной мантии. Таким образом, предполагается **[7]**, что накопление сейсмически медленных минералов в литосферной мантии будет играть существенную роль в вопросе формирования среднелитосферной неоднородности на глубинах 70–100 км.

На основе собственных расчетных данных **[8, 9]** мы провели моделирование обедненного кратонного перидотита по аналогии с работой **[7]** (85 вес. % оливина + 15 вес. % пироксена) и добавили переменное содержание $FeSiO_3$-пироксена (ферросилита) и $CaCO_3$-карбоната (арагонита) к исходному составу породы, чтобы обсудить возможную роль указанных минералов в вопросе формирования среднелитосферной неоднородности на глубинах 70–100 км. Оказалось, что содержание от ~7 до 17 вес. % ферросилита в моделируемой породе кратонного перидотита приводит к снижению рассчитанной скорости S-волны на 2–6 % на глубинах от 70 до 100 км в сравнении с расчетами скорости S-волны для исходного состава в том же интервале глубин. Содержание от 10 до 15 вес. % $CaCO_3$-арагонита в моделируемой породе кратонного перидотита приводит к снижению рассчитанной скорости S-волны на 2–4 % на глубинах от 70 до 100 км в сравнении с аналогичными расчетами для исходного состава. Таким образом, полученные результаты показали, что низкоскоростные пироксены и карбонаты в породах литосферной мантии (на примере рассмотренных содержаний ферросилита и арагонита в кратонном перидотите соответственно) действительно могут приводить к снижению скорости S-волны, в результате чего могут выступать хорошими кандидатами для объяснения формирования сейсмически слабого слоя MLD под кратонами на глубинах 70–100 км. Также в недавней работе **[10]** было показано, что на глубине от 70 до 120 км в температурном интервале 1000–1300 К устойчивой является аморфная фаза $CaCO_3$-арагонита, для которой рассчитанные сейсмические скорости V_P и V_S оказываются значительно ниже, чем у кристаллической фазы. Тогда, согласно **[10]**, присутствие даже 2 вес. % $CaCO_3$-арагонита в породах литосферной мантии (расчеты в работе **[10]** проводились на примере пиролита) приводит к снижению скорости S-волны на 9–11 %. Наличие сейсмически медленных аморфных фаз в литосферной мантии открывает новые возможности для обсуждения генезиса и природы среднелитосферной неоднородности на соответствующих глубинах.

Работа выполнена в соответствии с государственным заданием ИФЗ РАН.

[1] *Read G., Grutter H., Winter S., Luckman N., Gaunt F., Thomsen F*. Stratigraphic relations, kimberlite emplacement and lithospheric thermal evolution, Quiricó Basin, Minas Gerais State, Brazil // Lithos. 2004. V. 77. P. 803–818.

[2] *Carlson R.W., Pearson D.G., James D.E*. Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle // Reviews of Geophysics. 2005. V. 43. P. 353–377.

[3] *Abt D., Fischer K., French S., Ford H., Yuan H., Romanowicz B*. North American lithospheric dis-continuity structure imaged by Ps and Sp receiver functions // Journal of Geophysical Research. 2010. V. 115. B09301.

[4] *Wu F.Y., Xu Y.G., Zhu R.X., Zhang G.W*. Thinning and destruction of the cratonic lithosphere: a global perspective // Science China Earth Sciences. 2014. V. 57. P. 2878–2890.

[5] *Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F., Baziotis I.P., Pokhilenko N.P., Pokhilenko L.N., Bodnar R.J., Taylor L.A., Agashev A.M*. Superplume metasomatism: evidence from Siberian mantle xenoliths // Lithos. 2014. V. 184. P. 209–224.

[6] *Selway K., Yi J., Karato S.I*. Water content of the Tanzanian lithosphere from magnetotelluric data: implications for cratonic growth and stability // Earth and Planetary Science Letters. 2014. V. 388. P. 175–186.

[7] *Aulbach S., Massuyeau M., Gaillard F*. Origins of cratonic mantle discontinuities: A view from petrology, geochemistry and thermodynamic models // Lithos. 2017. V. 268. P. 364–382.

[8] *Sokolova T., Dorogokupets P., Litasov K., Danilov B., Dymshits A*. Spreadsheets to calculate *P-V-T* relations, thermodynamic and thermoelastic properties of silicates in the $MgSiO_3$-MgO sys-tem // High Pressure Research. 2018. V. 38. P. 193–211.

[9] *Sokolova T., Dorogokupets P., Filippova A*. Equations of state of clino- and orthoenstatite and phase relations in the $MgSiO_3$ system at pressures up to 12 GPa and high temperatures // Physics and Chemistry of Minerals. 2022. V. 49, № 37. P. 1–14.

[10] *Hou M., Hao M., Liu J., Su X., Zhou W., Cui X., Hrubiak R., Sun H., Zhang J*. Evidence for amorphous calcium carbonate originated mid-lithospheric discontinuities // The Innovation Geoscience. 2024. V. 2, № 4. P. 1–6.

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

2026. Выпуск 24. С. 259–260

РАСЧЕТ СКОРОСТЕЙ S-ВОЛН ДЛЯ ПОРОД ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И СОПОСТАВЛЕНИЕ С СЕЙСМИЧЕСКИМИ ДАННЫМИ ДЛЯ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

Т.С. Соколова[1], А.И. Филиппова[2]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, sock_t@ifz.ru
[2] Москва, Троицк, Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН

Для понимания региональных и глобальных геодинамических процессов, происходящих в литосфере и мантии Земли, важно развивать совместные исследования на стыке наук, например изучать взаимосвязь между сейсмичностью и особенностями состава и структуры мантии. Ранее мы проводили подобное совместное теоретическое исследование на основе термодинамических и геофизических расчетов для некоторых отдельных тектонических регионов Азии и Арктики **[1]**. Мы сравнивали рассчитанную плотность моделируемого состава вещества верхней мантии со средними плотностными разрезами под рассматриваемыми регионами (Тибетское плато, Хангайский купол, Байкальский рифт, Южно-Сибирская платформа, Чукотский складчатый пояс, Баренцево море, Северная Гренландия и Евразийская котловина). Однако поскольку первичными данными в геофизике являются сейсмические скорости, в настоящей работе мы решили развить предыдущий подход **[1]** и провести сопоставление рассчитанных скоростей S-волн для моделируемых пород верхней мантии со скоростными разрезами под отдельными тектоническими регионами Восточной Арктики на примере стабильных структур – Анабарского щита и Сибирской платформы, активных континентальных зон – Верхоянско-Колымского складчатого пояса и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, и бассейнов окраинных морей – моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря.

Для настоящих расчетов был смоделирован состав обедненного кратонного перидотита по аналогии с работой **[2]** (85 вес. % оливина + 15 вес. % ортопироксена) и составы пиролита (57 вес. % оливина + 17 вес. % ортопироксена + 12 вес. % клинопироксена + 14 вес. % граната) и гарцбургита (50 вес. % оливина + 10 вес. % граната + 40 вес. % ортопироксена), принятые согласно **[3]**. Расчет сейсмических скоростей S-волн для моделируемых пород верхней мантии происходил из весовых соотношений минералов в породе и на основе построенных ранее уравнений состояния оливина, клино- и ортопироксенов и граната из работ **[4–6]**. Мы не рассматриваем здесь сложные схемы смешения и конечные твердые смеси, а по аналогии с **[2, 7]** используем более упрощенный подход, который показывает свою состоятельность. Расчет скоростей S-волн моделируемых пород был выполнен вдоль мантийной геотермы и до глубины 400 км. Наименьшие значения скоростей были получены для гарцбургита, тогда как наибольшие значения – для обедненного кратонного перидотита, а разница между двумя этими расчетами составила около 1 %.

Скоростные разрезы под отдельными регионами Восточной Арктики были построены на основе томографической модели, предложенной в работе **[8]**. Наиболее выраженные различия в скоростях между исследуемыми тектоническими регионами наблюдаются в верхней мантии до глубины около 200–220 км. В этом диапазоне глубин самые высокие скорости (V_S=4.5–4.6 кмс$^{-1}$) оказываются у стабильных регионов – Сибирской платформы и Анабарского щита. Море Лаптевых и Охотско-Чукотский вулканогенный пояс также характеризуются относительно высокими скоростями непосредственно под границей Мохо (V_S>4.5 кмс$^{-1}$), тогда как с ростом глубины в первом регионе наблюдаются средние скорости (V_S~4.5 кмс$^{-1}$), а во втором – самые низкие (V_S~4.3 кмс$^{-1}$). Под Восточно-Сибирским морем на глубине от 60 до 120 км скорость S-волны составляет около 4.5 кмс$^{-1}$, тогда как выше и ниже этого диапазона скорости оказываются значительно ниже (V_S=4.3–4.4 кмс$^{-1}$), чем под морем Лаптевых. Разница в скоростях S-волн также прослеживается и под рассматриваемыми частями Верхоянско-Колымского складчатого пояса. На глубине ниже 200–220 км верхняя мантия становится более однородной и вариации

скоростей сглаживаются для всех регионов, а сами скорости S-волн плавно увеличиваются с глубиной. Полученные скоростные разрезы под рассматриваемыми регионами Восточной Арктики были сопоставлены с рассчитанными скоростями S-волн для моделируемых пород верхней мантии (обедненного кратонного перидотита, пиролита и гарцбургита) до глубины 400 км и с учетом имеющихся данных о тепловом потоке и геотерм из работы **[9]**. Такое сопоставление позволяет обсудить структурные особенности и минеральные закономерности, а именно вариации вещественного состава пород верхней мантии как по вертикали, так и по латерали. Подробно все графические построения будут представлены в докладе.

Работа выполнена в соответствии с госзаданием ИФЗ РАН.

[1] *Sokolova T., Seredkina A., Dorogokupets P*. Density patterns of the upper mantle under Asia and the Arctic: Comparison of thermodynamic modeling and geophysical data // Pure and Applied Geophysics. 2020. V. 177. P. 4289–4307.

[2] *Aulbach S., Massuyeau M., Gaillard F*. Origins of cratonic mantle discontinuities: A view from petrology, geochemistry and thermodynamic models // Lithos. 2017. V. 268. P. 364–382.

[3] *Akaogi M*. High-pressure silicates and oxides: phase transition and thermodynamics. Springer: Advances in Geological Science, 2022. 218 p.

[4] *Sokolova T., Dorogokupets P., Litasov K., Danilov B., Dymshits A*. Spreadsheets to calculate *P*-*V*-*T* relations, thermodynamic and thermoelastic properties of silicates in the $MgSiO_3$-MgO system // High Pressure Research. 2018. V. 38. P. 193–211.

[5] *Sokolova T., Dorogokupets P., Filippova A*. Equations of state of clino- and orthoenstatite and phase relations in the $MgSiO_3$ system at pressures up to 12 GPa and high temperatures // Physics and Chemistry of Minerals. 2022. V. 49, № 37. P. 1–14.

[6] *Dymshits A., Dorogokupets P., Sharygin I., Shatskiy A*. Equation of state for $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ pyrope: Implications for post-garnet transitions and mantle dynamics // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2023. V. 343. 107086.

[7] *Faccincani L., Faccini B., Casetta F., Mazzucchelli M., Nestola F., Coltorti M*. EoS of mantle minerals coupled with composition and thermal state of the lithosphere: Inferring the density structure of peridotitic systems // Lithos. 2021. V. 404–405. P. 1–12.

[8] *Seredkina A*. Surface wave tomography of the Arctic from Rayleigh and Love wave group velocity dispersion data // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2019. V. 55, № 3. P. 439–450.

[9] *Chapman D*. Thermal gradients in the continental crust // The Nature of the Lower Continental Crust / Eds. J. Dawson, D. Carswell, J. Hall, K. Wedepohl. Geological Society Special Publication, 1986. P. 63–70.

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

2026. Выпуск 24. С. 261–262

МЕТАМОРФИЗМ БОРЗЕЦОВСКОЙ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОЙ СИСТЕМЫ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

К.К. Сохорев, А.А. Бибко, П.А. Тишин

Томск, Национальный исследовательский Томский государственный университет,
sohorevkirill1998@mail.ru

Орогены коллизионного типа характеризуются многофазной деформацией и метаморфизмом, что помогает раскрыть их тектоническую и метаморфическую эволюцию. Однако данные о такой сложной эволюции часто разрознены, поскольку метаморфические события трудно отследить **[3]**. Для получения наибольшего количества информации о PT-условиях необходимо исследовать зоны с максимальной контрастностью свойств (зоны сдвига) **[11]**.

Енисейский кряж представляет собой ороген коллизионно-аккреционного типа, расположенный на юго-западной окраине Сибирского кратона. Главными границами ТИСЗ зоны приняты Татарский и Ишимбинский глубинные разломы, оконтуривающие Центральное поднятие соответственно с запада и с востока. В пределах центрального сектора ТИСЗ расположена Борзецовская складчато-надвиговая система **[8]**. Особенностью ее развития является наличие дуплекса сдвига с формированием «pull-apart» структуры **[12]**.

Валовый химический состав пород определен при помощи оптико-эмиссионного спектрометра с индуктивно связанной плазмой iCAP7400DUO в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» (г. Томск). Моделирование фазового равновесия проводилось с использованием программного обеспечения Perple_X версии 7.1.10 **[1, 2]** с термодинамической базой данных **[6]** в системе MnNKCFMASHT с моделями растворов Grt, Bt, Wm, St, Chl, Ilm **[13]**, Fsp **[7]**. Изотопное $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование выполнено методом ступенчатого прогрева с измерением изотопного состава выделенного аргона на масс-спектрометре Noble Micromass 5400 в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Количественный анализ состава U-Th-Pb содержащих минералов выполнен на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX 100 с пятью волновыми спектрометрами в ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург.

Образцы пород представлены пятнистыми ставролитовыми сланцами. Гломеробласты состоят из агрегата мусковита с кварцем, ставролитом и реже гранатом. Основная ткань пород состоит из порфиробластов граната, погруженных в агрегат чешуйчатого биотита, мусковита и изометричных зерен кварца и плагиоклаза **[4]**.

Химический состав граната демонстрирует выраженную прогрессивную зональность, при этом Sps и Grs уменьшается, а Prp и Alm увеличивается от ядра к краю. Средние составы каждого гранатового домена следующие: GrtCore: $Alm_{75–83}$ $Sps_{6–17}$ $Prp_{6–9}$ $Grs_{2–6}$, GrtRim: $Alm_{81–88}$ $Sps_{2–4}$ $Prp_{6–9}$ $Grs_{2–6}$. Ставролит характеризуется высокой железистостью. Состав биотита соответствует анниту, белой слюды – мусковиту, плагиоклаза – альбиту и олигоклазу.

По результатам моделирования зафиксировано установление равновесия на стадии 1 при 540–620 °C, 3.3–4.9 кбар в пределах области ассоциации Grt+Bt+Ms+St+Pl+Qz+Ilm. Стадия 2 установления равновесия, соответствующая пиковым условиям, зафиксирована при 580–635 °C, 5.6–6.8 кбар в пределах области ассоциации Grt+Bt+Ms+St+Pl+Qz+Ilm.

Возрастные спектры Ar-Ar датирования мусковита из 4 образцов насчитывают от 12 до 20 ступеней. От 8 до 16 средне- и высокотемпературных ступеней формируют возрастные плато, средний возраст по которым составляет 789.1±7.5 млн лет. Монацит образует мелкие зерна (10–25 мкм), которые встречаются как в виде скоплений в матриксе, так и в виде включений в гранате. Монацит в образцах химически однороден. Монацит имеет средневзвешенный возраст $^{206}Pb/^{238}U$ 905±24 млн лет (n=40, СКВО=3.9). Средневзвешенный возраст $^{232}Th/^{238}U$ 899±23 млн лет (n=40, СКВО=3.4).

Общая форма P-T-t тренда (против часовой стрелки) свидетельствует о формировании пород в коллизионной обстановке **[9]**. Изотермическое повышение давления не позволяет использовать тектонические сценарии, связанные с ростом температуры **[5]**. PT-условия и возрастные

рубежи метаморфизма соотносятся с проявлением андалузит-силлиманитового и последующего синсдвигового метаморфизма в Гаревском метаморфическом комплексе **[14]** и соответствуют завершающей эпохе Гренвильской орогении. Аналогичный стиль тектонических процессов был зафиксирован в Вальгалльском орогене, образование которого связано с аккрецией на периферии суперконтинента Родиния **[10]**. Таким образом, последовательность событий, происходивших почти синхронно вдоль окраин крупных докембрийских кратонов (Лаврентия и Сибирь), предполагает, что в то время они могли находиться в непосредственной близости друг от друга.

Исследование выполнено в рамках госзадания Минобрнауки РФ (проект № FSWM-2025-0015).

[1] *Connolly J.A.D.* Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 236, № 1–2. P. 524–541.

[2] *Connolly J.A.D.* Multivariable phase diagrams; an algorithm based on generalized thermodynamics // American Journal of Science. 1990. V. 290, № 6. P. 666–718.

[3] *Engi M., Lanari P., Kohn M.J*. Significant ages – An introduction to petrochronology // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2017. V. 83, № 1. P. 1–12.

[4] *Сохорев К.К., Тишин П.А., Травин А.В., Крылов А.А*. Эволюция метаморфизма в Татарско-Ишимбинской сдвиговой зоне (Енисейский кряж) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2026. V. 71, № 1. С. 180–200.

[5] *Beaumont C., Jamieson R.A., Nguyen M.H., Lee B*. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation // Nature. 2001. V. 414, № 6865. P. 738–742.

[6] *Holland T.J.B.,* An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // Journal of Metamorphic Geology. 2011. V. 29, № 3. P. 333–383.

[7] *Holland T., Powell R*. Activity-composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2003. V. 145, № 4. P. 492–501.

[8] *Kolmakov Y.V*. The Blagodatnoe gold-sulfide deposit (Yenisei Ridge, Russia): the nature of geophysical anomalies and the succession and causes of formation of petrophysical zoning // Russian Geology and Geophysics. 2014. V. 55, № 11. P. 1321–1332.

[9] *Likhanov I.I*. Metamorphic indicators for collision, extension, and shear zone geodynamic settings of the Earth's crust // Petrology. 2020. V. 28, № 1. P. 1–16.

[10] *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.

[11] *Lanari P., Ferrero S., Goncalves P., Grosch E.G*. Metamorphic geology: progress and perspectives // Geological Society, London, Special Publications. 2019. V. 478, № 1. P. 1–12.

[12] *Gertner I., Tishin P., Vrublevskii V. et al.* Neoproterozoic alkaline igneous rocks, carbonatites and gold deposits of the Yenisei ridge, Central Siberia: Evidence of mantle plume activity and late collision shear tectonics associated with orogenic gold mineralization // Resource Geology. 2011. V. 61, № 4. P. 316–343.

[13] *White R.W., Powell R., Holland T.J.B. et al*. New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems // Journal of Metamorphic Geology. 2014. V. 32, № 3. P. 261–286.

[14] *Kozlov P.S., Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Zinoviev S.V*. Tectonometamorphic evolution of the Garevka polymetamorphic complex (Yenisei Ridge) // Russian Geology and Geophysics. 2012. V. 53, № 11. P. 1133–1149.

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

2026. Выпуск 24. С. 263

НАБЛЮДЕНИЕ СЛЕДОВ ДРЕВНЕЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЗОНЕ ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМА

А.А. Стрельников

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

При помощи палеосейсмологических методов **[1]** и морфометрического анализа рельефа удалось обнаружить несколько объектов, маркирующих следы сильных землетрясений в Таласской впадине. Выявлены вертикальные подвижки по разлому, проходящему вдоль центрального поднятия. Отмечено нарушение последовательности слоев в центральной части рассматриваемого поднятия. Получена возможная средняя магнитуда сейсмического события на западном участке Таласского поднятия M~6.6, что не выходит за рамки установленного уровня сейсмической опасности для данного региона. Современные показатели сейсмической активности за инструментальный период показывают, что данный регион находится в режиме сейсмического затишья, а максимальные зарегистрированные магнитуды меньше M≤5.5.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки в рамках Соглашения № 075-15-2026-226.

[1] *McCalpin J.P*. Paleoseismology. 2nd Edition. Amsterdam: Academic Press, 2009. 615 p.

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

2026. Выпуск 24. С. 264–266

МЕТАСОМАТИТЫ В СВЯЗИ С НИОБИЕВЫМ РУДООБРАЗОВАНИЕМ В БОЛЬШЕТАГНИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КОМПЛЕКСА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

М.О. Сукнёва[1], Т.А. Радомская[2]

[1] Институт земной коры СО РАН, masha.sukneva@mail.ru
[2] Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Большетагнинское месторождение – одно из крупнейших известных эндогенных месторождений, перспективное для освоения ниобиевых руд. Оно приурочено к Зиминскому комплексу ультраосновных щелочных пород и карбонатитов позднерифейского возраста. В Большетагнинском месторождении основное ниобиевое оруденение связано не с карбонатитами (как в большинстве случаев), а с силикатными метасоматитами (калиевошпатового и апатит-слюдистого составов), что делает это месторождение уникальным, а процесс рудообразования до сих пор остается неизвестным. Месторождения такого типа могут быть образованы за счет метасоматических процессов, что рассматривалось в статье **[1]**.

В работе использованы результаты аналитических исследований пород и руд, выполненных на оборудовании ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН.

Петрографо-минераграфические исследования проводились в ИЗК и ИГХ СО РАН. Было исследовано 137 штуфных образцов, более 120 шлифов и более 20 аншлифов.

Первичные руды представлены апатит-слюдистыми и апатит-пирохлоровой (апатитит) породами и относятся к большинству исследованных руд (11 из 20 проб). Первичные апатит-слюдистые руды с пирохлором относятся к весьма богатым (Nb_2O_5~6.1 мас. %), богатым (Nb_2O_5>1.2 мас. %) и рядовым (Nb_2O_5~0.3 мас. %) рудам. Апатит-слюдистые руды являются полнокристаллическими средне- и мелкозернистыми породами черного цвета. Они состоят из (об. %) слюды – тетраферрианнит-флогопита ~20–60 об. %, апатита ~12–30 об. %, сульфидов (пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит) ~10–15 об. %, калиево-полевого шпата ~0–5 об. %, пирохлора (ферроколумбитом) ~1–9 об. %, титаномагнетитом, ильменитом, рутилом, карбонатами (сидеритом и анкеритом) ~5–8 об. %. Слюда образует идиоморфные таблички псевдогексагонального облика и гипидиоморфные таблички, плеохроирует в буро-оранжевых тонах. Апатит образует скопления зерен неправильной формы, расположенных ксеноморфно по отношению к идиоморфным чешуйкам слюды. Апатит также образует аллотриморфные зерна в крупночешуйчатой слюде, где прорастает в виде мирмекитоподобных структур, что может указывать на совместную кристаллизацию апатита и слюды.

К апатит-слюдистым породам приурочено основное пирохлоровое оруденение (из представленных образцов). Также с этими рудами связано колумбитовое оруденение. Ферроколумбит развивается в виде частичных и полных псевдоморфоз по кристаллам пирохлора в виде идиоморфных «оспенных зерен». Установлено, что в апатит-слюдистых рудах распределение пирохлора неравномерное, основная текстура руд – прожилково-вкрапленная, прожилковая. Отмечается тесный парагенезис пирохлора и апатита. Пирохлор распространен в большей степени у контакта чешуек слюды и апатита, при этом пирохлор концентрируется в апатите. Также пирохлор образует существенные скопления аллотриоморфных зерен и их агрегатов, распространенных в виде прожилково-вкрапленных масс по периферии агрегатов мелкочешуйчатой слюды. Встречаются руды, состоящие в основном из слюды с небольшим количеством калиевого полевого шпата и анкерита, при этом пирохлор в этих рудах значительно распространен в слюде и анкерите, а не в калиевом полевом шпате. Прожилковое апатит-пирохлоровое оруденение в апатит-слюдистых породах менее распространено (из представленных образцов).

Калиевый полевой шпат образует шлировые выделения в апатит-слюдистых породах. Контакт калиевополевошпатовых шлиров и апатит-слюдистых пород ровный, где калиевый полевой шпат перекристаллизован, образует мелкокристаллические агрегаты, имеет неровные, «раство-

ренные» края. Калиевый полевой шпат прорастает в крупночешуйчатой слюде в виде мирмекитоподобных структур, что может указывать на метасоматическое замещение калиевого полевого шпата слюдой, с сохранением реликтовых участков зерен калиевого полевого шпата. Также тонкие листочки слюды прорастают в шлировых агрегатах калиевого полевого шпата.

Апатит-слюдистые породы были подвержены карбонатизации, калишпатизации и гематитизации. При калишпатизации происходит замещение слюды по спайности калиевым полевым шпатом. Калиевый полевой шпат также образует частичные и полные псевдоморфозы по чешуйкам слюды, с сохранением реликтовых форм от слюды. При этом различаются процессы калишпатизации апатит-слюдистых пород и наличие шлировых обособлений калиевого полевого шпата в апатит-слюдистых породах. Процесс калишпатизации наложенный вторичный, подвергшийся изменению уже образованных апатит-слюдистых пород. Прослежены закономерности степени метасоматических изменений пород от неизмененных апатит-слюдистых руд с богатыми содержаниями до измененных апатит-слюдистых пород с рядовыми бортовыми содержаниями ниобия. Интенсивно измененные (карбонатизированные и калишпатизированные) апатит-слюдистые породы характеризуются забортовым значением содержания оксида ниобия (~0.2 % и менее). При этом не со всеми неизмененными апатит-слюдистыми породами связано оруденение, они характеризуются забортовым значением содержания оксида ниобия (~0.1 % и менее).

Таким образом установлено, что апатит-слюдистые породы образовались путем метасоматического замещения калиевошпатовых метасоматитов, из-за воздействия карбонатитового расплава (вероятно, доломитового состава), при этом в апатит-слюдистых породах сохранились реликтовые шлиры из перекристаллизованного мелкокристаллического калиевого полевого шпата. В образцах, содержащих зону контакта апатит-слюдистых пород с калиевошпатовыми породами, в зоне контакта по калиевому полевому шпату развивается мелкочешуйчатая слюда, что может указывать на метасоматический генезис таких пород, также выделяются переходные разности между апатит-слюдистыми и калиевошпатовыми породами – это калиевошпатово-слюдистые породы, характеризующиеся развитием мелкочешуйчатой слюды в матрице мелкозернистого калиевого полевого шпата.

В «микроклинитах» − калиевошпатовых метасоматитах – пирохлор образует прожилки совместно с апатитом, оруденение неоднородное, прожилковое, что, вероятно, может указывать на недостаточное количество карбонатитового флюида для полного метасоматического изменения калиевошпатовых метасоматитов в апатит-слюдистые породы (неопубликованные данные). Встречаются образцы, сложенные до 80 об. % апатитом, с небольшим количеством слюды, где слюда образует идиоморфные чешуйки, без контакта с вмещающей калиевополевошпатовой породой.

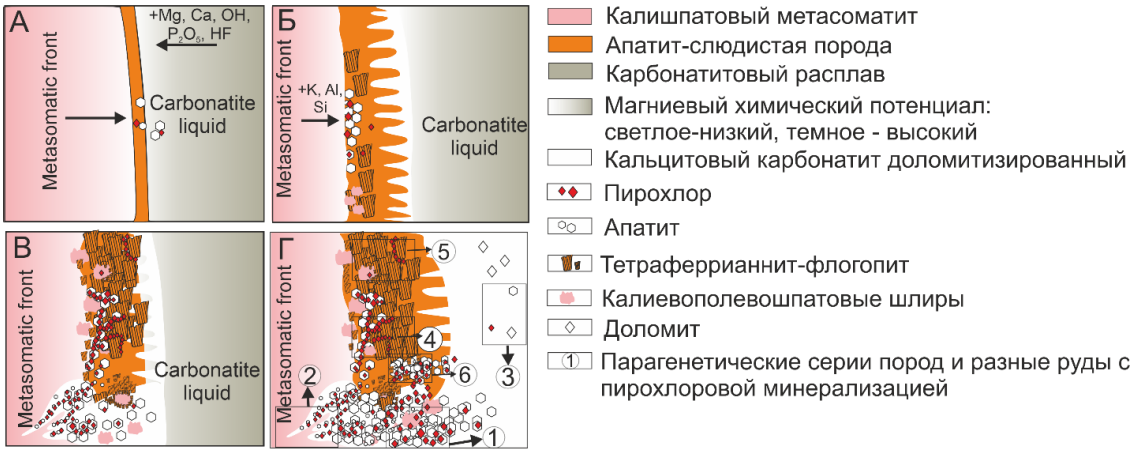
Основные руды месторождения («микроклинитовые» и «биотит-микроклинитовые», «биотититы» − апатит-слюдистые породы), вероятно, образовались по исходным калиевошпатовым метасоматитам вследствие воздействия магнезиального карбонатно-фосфатного раствора – расплава, с существенной ролью HF, PO_4, CO_2 во флюиде. Это подтверждается тем, что рудные апатит-слюдистые породы характеризуются наличием не до конца заместившихся слюдой калиевошпатовых шлиров, а на контакте калиевого полевого шпата и кальцитового карбонатита наблюдается реакционная кайма образования слюды по калиевому полевому шпату. Рудные «микроклиниты» (калиевошпатовые метасоматиты) характеризуются неоднородным распределением рудного компонента, «залечивают» трещины брекчирования, образуют чаще прожилковые и прожилково-пятнистые текстуры руд, при этом калиевой полевой шпат брекчирован, перекристаллизован и растворен. Из экспериментальной работы **[2]**, в которой было проведено плавление в системах такого рода при 800 °C и 200 MPa, установлено, что при воздействии карбонатного расплава доломитового состава на калиевый полевой шпат образуется флогопит и кальцит, при этом пирохлор и ниобиевые фазы кристаллизуются вдоль метасоматического контакта рядом с флогопитом между калиевым полевым шпатом и карбонатом (или между слюдистой породой и карбонатитом). Это взаимодействие привело к метасоматическому изменению калиевого полевого шпата до флогопита посредством реакции **[2]**:

$KAlSi_3O_8$ (Калиевый полевой шпат) + $3CaMg(CO_3)_2$ (магма) + H_2O = $KMg_3(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$ (флогопит) + $3CO_2$ + $3CaCO_3$ (магма).

В этой работе **[2]** была предложена модель образования рудных глиммеритов (флогопититов), связанных с воздействием карбонатного расплава на вмещающие калиевошпатовые метасоматиты. Эта модель может объяснить образование рудных калиевополевошпатовых метасоматитов, слюдисто-полевошпатовых и апатит-слюдистых пород Большетагнинского месторождения. Однако данная модель не учитывает влияние апатита на рудообразующую систему такого рода,

тогда как в Большетагнинском месторождении богатые ниобиевые руды контролируются содержанием апатита в рудообразующей системе.

На основе этого эксперимента по плавлению калиевого полевого шпата со смесью $CaCO_3$, $MgCO_3$, $Mg(OH)_2$, CaF_2 и Nb_2O_5 из статьи **[2]** была составлена модель формирования руд Большетагнинского месторождения (рисунок).



Модель формирования руд Большетагнинского месторождения.

На схеме (рисунок) показана модель формирования ниобиевых руд, где на первом этапе (рисунок, А) карбонатитовый расплав существенно богатый флюидами (HF, PO_4, CO_2, Mg^+, Ca^+, P_2O_5 и др.) взаимодействовал на вмещающую калиевополевошпатовую толщу метасоматитов, в результате образовалась реакционная метасоматическая зона со слюдой. Из силикатной калиевополевошпатовой толщи метасоматитов в зону контакта привносился калий, алюминий и кремнезем (рисунок, Б), в результате чего в зоне контакта слюда укрупняется и происходит концентрирование апатита с пирохлором, калиевый полевой шпат при этом растворяется и образует шлиры. Далее остаточные порции карбонатитового расплава образуют все типы руд (рисунок, В, Г). Образуются зоны сплошных апатитовых пород с пирохлором и калиевополевошпатовыми шлирами (рисунок, Г, тип 1); калишпатовые метасоматиты с прожилковым типом апатит-пирохлоровых руд с кальцитом (тип 2); нерудные кальцитовые карбонатиты доломитизированные с единичными зернами пирохлора и апатита (тип 3); апатит-слюдистые руды с калиевополевошпатовыми шлирами с прожилково-вкрапленным, прожилковым типом оруденения, приуроченному к апатиту (тип 4); апатит-слюдистые руды с незначительным количеством апатита и калиевополевошпатовыми шлирами с прожилково-вкрапленным типом оруденения, распространенному по краям чешуек слюды и в виде единичных включений в калиполевошпатовых шлирах (тип 5) и апатит-слюдистые руды с содержанием апатита до 80 об. % и идиоморфными чешуйками слюды (тип 6, или фоскориты).

При этом все породы претерпели брекчирование вследствие неоднократной взрывной деятельности при внедрении карбонатитового расплава. Первоначальным источником рудного компонента является карбонатитовый расплав (доломитового состава), насыщенный апатитовым флюидом с пирохлором, однако, при его внедрении произошла кристаллизация пирохлора в апатите и/или с апатитом в слюде в апатит-слюдистых породах, из-за чего руды данного месторождения связаны с первичными апатит-слюдистыми породами и калиевошпатовыми метасоматитами и являются уникальными, по сравнению с другими карбонатитовыми массивами мира, поэтому кальцитовые карбонатиты Большетагнинского массива не образуют богатых пирохлоровых руд, а только руды с вторичным наложенным ниобиевым оруденением в виде ферроколумбита, ниобийсодержащего рутила и гематита.

Исследование выполнено частично за счет РНФ грант № 23-17-00196 П, https://rscf.ru-/project/23-17-00196-П/.

[1] *Williams-Jones A.E., Vasyukova O.V.* Niobium, critical metal, and progeny of the mantle // Economic Geology. 2023. V. 118, № 4. P. 837–855.

[2] *Williams-Jones A.E., Vasyukova O.V., Kostyuk A.V.* Niobium ore genesis in a capsule // Geology. 2024. V. 52, № 7. C. 560–564.

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

2026. Выпуск 24. С. 267–269

СТРУКТУРНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ПРИ ПОСТАНОВКЕ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА ОБЪЕКТАХ СУХОЛОЖСКОГО ТИПА

Ю.И. Тарасова[1], А.С. Никифоров[2], Ю.Д. Щербаков[1], В.А. Ванин[3], А.Е. Будяк[1]

[1] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, j.tarasova84@yandex.ru
[2] Иркутск, АО «Высочайший»
[3] Иркутск, Институт земной коры СО РАН

Территория Байкало-Патомской провинции рассматривается в качестве рифтогенного прогиба, возникшего в неопротерозойский период на пассивной окраине Сибирского континента **[1–5]**. С запада, севера и востока рассматриваемую территорию ограничивает Ангаро-Витимский батолит. В центральной части Байкало-Патомской провинции сформировалась Бодайбинская зона, которая с юга ограничивается выходами палеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Во внешней приплатформенной части, на западе, севере и востоке Бодайбинская зона ограничена Прибайкальской и Приленской системами краевых прогибов, отделенных от центральной части Чуйским, Тонодским и Нечерским поднятиями.

В пределах Бодайбинской зоны выделяют складчатые структуры второго порядка: Маракано-Тунгусскую и Бодайбинскую синклинали, которые разделены Кропоткинской антиклиналью. Характерной особенностью Бодайбинского синклинория является наличие метаморфической зональности, которая выражена в развитии кристаллических сланцев амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций по периферии синклинория и слабометаморфизованных пород зеленосланцевой фации в его центральной части.

Месторождение Голец Высочайший входит в Хомолхинское рудное поле, которое является составной частью Бодайбинского рудного района, пространственно совпадающего со сложно построенным Бодайбинским синклинорием. Структурное положение месторождения определяется его приуроченностью к пологому северному крылу Каменской антиклинали. В целом, это резко асимметричная наклонная складка: северное пологое крыло падает на север-северо-восток под углом 10–30°, крутое крыло – на юг-юго-запад под углом 80–90° до изоклинали в замке складки. Простирание осевой линии складки изменяется с запада на восток с субширотного на юго-восточное. Шарнир при субширотном простирании горизонтален, а на участке перегиба сначала слегка воздымается, а затем погружается под углом 7–10° на юго-восток. Структурный рисунок антиклинали существенно осложняет дополнительная складчатость более высоких порядков различной морфологии с размахом крыльев от первых десятков метров до десятков сантиметров.

В геологическом строении месторождения участвуют отложения дальнетайгинской серии неопротерозойского возраста, представленные углеродистыми филлитовидными сланцами бужуихтинской, карбонатными отложениями угаханской, терригенно-углеродистой хомолхинской и терригенно-известковистой имняхской свит. Бужуихтинская свита, слагающая ядерную часть антиклинали, до недавнего времени считалась бесперспективной на присутствие золотого оруденения.

Промышленное золотосульфидное оруденение и основное количество золотоносных кварцевых жил избирательно локализуются в отложениях хомолхинской свиты. Золотоносные кварцевые жилы частично выходят в вышележащие известковистые сланцы имняхской свиты.

Хомолхинская свита имеет существенно сланцевый состав, вмещает зоны продуктивной минерализации, расчленена на три подсвиты и ряд горизонтов.

Нижняя подсвита (hm_1) слагает крылья антиклинали, несет золотое оруденение, подразделена на две пачки, общая мощность – 170–300 м.

Средняя подсвита (hm_2) закартирована в северном крыле антиклинали. По составу отличается резким преобладанием кварцевых песчаников над углеродсодержащими филлитами. В по-

дошве залегает довольно мощный горизонт (10–30 м) кварцевых песчаников, сменяющийся пачкой грубого переслаивания кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников с филлитами. Мощность подсвиты – 80–90 м.

Верхняя подсвита (hm_3) слагает северное крыло структуры, по литологии и характеру переслаивания выделяются два горизонта. Проявлений золоторудной минерализации с промышленными параметрами не установлено.

Перекрывающими являются породы имняхской свиты, встреченные на крыльях антиклинали.

Рудная залежь представляет собой пластообразное тело, прослеженное по простиранию на 1500–1800 м и по падению на 400–600 м при мощности от нескольких метров до 70 м. Минерализованная зона не имеет четких физических границ и оконтурена по результатам опробования. В количественном отношении минеральный состав описываемой зоны выражается следующими цифрами:

– жильно-прожилковый кварц – 2–3 %;

– сульфидная минерализация – 3.0–4.5 %, в том числе пирит – 1.0–1.5 % и пирротин – 2.0–3.5 %.

Максимальная концентрация сульфидов приурочена к средней части зоны и достигает 5.5 %. Сульфидная минерализация проявлена изолированными вкрапленниками, гнездами и прожилками пирит-пирротинового состава в парагенезисе с кварцем. Кроме пирита и пирротина встречается марказит, халькопирит, галенит, арсенопирит, рутил. Самородное золото преимущественно мелкое (50 % – менее 0.5 мм, 10 % – более 1 мм), форма золотин пластинчатая, чешуйчатая, комковидная. В большинстве случаев золотинки наблюдаются по окварцованным трещинам в породе вблизи выделений сульфидов, в срастании с пирротином и рутилом, в кварцевых прожилках и зернах пирита.

На основе модели гидротермально-метасоматического образования золоторудных месторождений Бодайбинского района **[6, 7]** в 2018 г. была составлена программа бурения – доразведка флангов и глубоких горизонтов на месторождении Голец Высочайший. Особое внимание было уделено поискам слепого оруденения, приуроченного к потенциально рудоносным толщам (бужуихтинская, хомолхинская, аунакитская свиты, аунакитскую стоит исключить?) на крыльях и на глубоких горизонтах в ядерных частях антиклинальных складок.

В результате реализации программы бурения определено, что рудное тело прослеживается по простиранию с юго-запада на северо-восток участка. На северо-восточном фланге рудная зона сохраняет свои параметры (мощность и средние содержания металла), а на северо-западном фланге имеется тенденция к уменьшению этих показателей **[8]**.

Важнейшим результатом проведенной работы является то, что на глубине порядка 100–150 м со дна карьера и глубине 250–270 м от дневной поверхности на контакте углеродистых сланцев бужуихтинской свиты и карбонатных породах угаханской свиты был подсечен нижний эшелон оруденения, расположенный стратиграфически согласно с вмещающими породами. Мощность вскрытой рудной толщи до 70 м при среднем содержании золота ~2.0 г/т. По результатам бурения ресурсный потенциал выявленной рудной зоны на «нижнем геологическом этаже» составил около 25–30 т золота.

Полученные результаты буровой программы подтверждают предположение о том, что, согласно модели формирования золоторудных месторождений Бодайбинского региона, предложенной В.К. Немеровым **[2]**, источником золота нижнего рудного тела месторождения Голец Высочайший могли являться черносланцевые толщи бужуихтинской свиты. Кроме того, данный подход позволяет ожидать, что золотое оруденение угаханского стратоуровня имеет тенденцию к распространению на фланги месторождения, а значит, и к увеличению общего полезного объема рудной составляющей.

Исследование проведено в рамках выполнения госзадания № FWEG-2026-0009. Работа осуществлена с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск).

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

[2] *Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А., Будяк А.Е., Корнилова Т.А.* Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 729–747.

[3] *Чугаев А.В., Чернышев И.В*. Pb-Pb изотопная систематика орогенных месторождений золота Байкало-Патомского складчатого пояса (Северное Забайкалье, Россия) и оценка роли неопротерозойской коры в их формировании // Геохимия. 2017. Т. 11. С. 1027–1040.

[4] *Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В., Дубинина Е.О., Гареев Б.И., Шатагин К.Н. и др*. Изотопные (Sm-Nd, Pb-Pb и δ34S) и геохимические характеристики метаосадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) и эволюция осадочного бассейна в неопротерозойское время // Петрология. 2018. Т. 26, № 3. С. 213–244.

[5] *Государственная геологическая карта СССР*. Масштаб 1:200000. Лист N-50-XXIII: Объяснительная записка. М.: Недра, 1971. 118 с.

[6] *Буряк В.А*. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.

[7] *Буряк В.А., Хмелевская Н.М*. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.

[8] *Бабяк В.Н., Блинов А.В., Тарасова Ю.И., Будяк А.Е*. Новые данные о геолого-структурных особенностях золоторудных месторождений Ожерелье, Ыканское, Угахан и Голец Высочайший // Науки о Земле и недропользование. 2019. Т. 42, № 4. С. 388–412.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 270–272

ПРОБЛЕМА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА ТРЕЩИН

Т.Ю. Тверитинова

Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Изучение трещиноватости остается актуальной темой в геологии, горном деле, гидрогеологии и инженерной геологии благодаря ее ключевому влиянию на свойства горных пород, безопасность работ, добычу полезных ископаемых, миграцию флюидов и другие процессы. По размеру и сложности внутреннего строения дизъюнктивные нарушения разделяются на три основных типа: «малые» или минидизъюнктивы (трещины и мелкие разрывы) массивов горных пород; локальные макродизъюнктивы крупных геологических объемов (структурно-формационных зон, складчатых систем и т.д.) и крупные (региональные и глобальные) мегадизъюнктивы литосферы в целом **[1]**. Анализ дизъюнктивов каждого масштабного ранга имеет свои отличительные особенности. Есть, однако, и общие принципы исследования дизъюнктивов, вне зависимости от их ранга и роли в геологической структуре, методики их измерения и способа обработки. Большинство свойств «малых» дизъюнктивов относятся также к макро- и мегадизъюнктивам. Изучая малые структуры, мы получаем информацию об особенностях строения крупных геологических тел. Одной из ключевых и нерешенных является проблема определения геологического возраста трещин, связанная с необходимостью реконструкции последовательности тектонических этапов деформации. Геологический возраст трещин – это сложная последовательность наложенных процессов. Трещины в массиве горных пород формируются и преобразуются на протяжении всей его истории, наследуя и интегрируя следы предыдущих этапов развития. В массиве обычно сосуществуют трещины разных генераций, несущие черты разных этапов (литогенез, тектоника, гипергенез). Решение проблемы определения геологического возраста трещин требует сочетания полевых наблюдений, статистического анализа, изучения сопутствующих геологических процессов и применения специализированных методов исследования.

В самом общем виде трещины принято делить на первичные (диагенетические или литогенетические в осадочных породах и прототектонические или трещины отдельности в магматических), вторичные (преимущественно тектонические) и гипергенные (выветривания). Среди общего числа трещин преобладают тектонические трещины различного типа, из которых наиболее важными являются кинематические структуры (в частности, зеркала скольжения), позволяющие определить тектодинамические условия их формирования. Для этого мы используем структурно-парагенетический **[1]**, кинематический **[2]** и катакластический **[3]** методы анализа разрывных нарушений.

Так как существуют породы магматические, осадочные и метаморфические, эволюцию трещиноватости также необходимо рассматривать для каждой группы пород. Формирование первичных прототектонических трещин в магматических породах происходит вследствие напряжений, вызванных уменьшением объема магматического расплава при его остывании и кристаллизации при переходе в твердую магматическую породу. Первичные литогенетические или диагенетические трещины в осадочных породах появляются на стадии диагенеза – превращения рыхлого и влажного осадка в твердую горную породу, что сопровождается потерей воды, уплотнением, уменьшением пористости и усыханием пород. На стадиях катагенеза и метагенеза при погружении пород из приповерхностной зоны в более глубокие горизонты литосферы в них также происходит формирование трещиноватости. Еще более существенные преобразования пород происходят при метаморфической перекристаллизации исходных пород под воздействием высоких температур, давления и флюидов (часто также и тектонических напряжений).

Главной особенностью первичных трещин является их закономерное расположение относительно контактов магматических тел или слоистости стратифицированных толщ. Одна из си-

стем трещин обычно ориентирована параллельно контакту, другие – ортогонально. Параллельная контактам нестратифицированных тел или слоистости система трещиноватости обычно выражена в характерной отдельности породных массивов. Ортогональные контактам (слоистости) системы трещин образуют в пределах отдельностей полигональные структуры, что объясняется процессами самоорганизации преобразующейся породы с формированием структур по типу ячеек Бенара. Первоначально все системы первичной трещиноватости являются структурами (растяжения) отрыва, формирование которых определяется внутренними напряжениями породных массивов. Но при погружении породных массивов на глубину, с увеличением действия на них литостатической нагрузки (в первую очередь вертикального сжатия) между параллельными и ортогональными трещинами возникают существенные различия. Особенно это заметно по первичным трещинам осадочных пород, в которых большинство трещин, параллельных слоистости, являются трещинами сжатия (послойные стилолиты, кон-ин-коны, послойный кливаж).

В зоне метаморфизма, помимо всестороннего литостатического давления на породные массивы, действуют также стрессы и повышенные температуры. В них развиваются преимущественно хрупкопластичные и пластичные виды деформации (милонитизация, катаклаз), формируется кливаж и сланцеватость, определяющие главную структурную анизотропию метаморфических пород. Именно эти структуры в метаморфических породах представляют первичные дизъюнктивы. Как правило, метаморфизму подвергаются уже структурированные толщи (например, складчатые комплексы), поэтому и первичные дизъюнктивы метаморфических пород отражают не только синметаморфическую, но и исходную дометаморфическую структуру породных массивов.

Таким образом, в каждой группе пород существуют свои первичные трещины, формирование которых связано с внутренним напряжением породных массивов на стадиях их формирования. Для осадочных пород это литогенез, включающий диагенез, катагенез и метагенез; для магматических пород – остывание и кристаллизация; для метаморфических – метаморфизм (перекристаллизация в твердом состоянии). Формирование первичных трещин любых горных пород – это процесс их механического структурирования и самоорганизации, морфологическое проявление которого зависит от термодинамических условий. На процесс влияет гравитационная сила, действующие в земной коре (литосфере в целом) стрессы, а также первичное состояние вещества, из которого формируется порода.

Основной этап формирования трещиноватости в породных массивах связан с тектоническими процессами различного масштаба и происхождения, обусловленными внешним фактором – наложенными полями тектонических напряжений. В общем случае процессы развития тектонических деформаций, охватывающие при формировании складчатых систем большие геологические объемы, относительно процессов формирования породных массивов, принадлежат другому ранговому уровню. При этом характерным преобразованием геологического пространства остается повсеместное развитие в породных массивах и крупных геологических телах тектонической трещиноватости. Тектонические трещины представлены структурами скола, отрыва и сплющивания, закономерно расположенными относительно главных осей и плоскостей нормальных и тангенциальных напряжений. Каждому деформационному этапу соответствуют структурные парагенезы различно ориентированных трещин разного кинематического типа в зависимости от ориентации эллипсоидов напряжений. В условиях тектонических деформаций в соответствии с распределением тектонических напряжений в геологических объектах разного ранга формируются новообразованные тектонические трещины. Так как тектоническим деформациям подвергаются неоднородные структурированные геологические тела, помимо формирования новообразованных трещин будет осуществляться реактивация уже существующих малых дизъюнктивов. Сосуществование структур разных порядков приводит к появлению в одном геологическом объеме, наряду с основной тектодинамической обстановкой, определяющей формирование главного структурного плана региона, дополнительных тектодинамических условий, связанных с перемещениями по крупным дизъюнктивным нарушениям.

Складчатые комплексы (как структуры своего масштабного ранга) являются новообразованными геологическими объектами со своим возрастом формирования. Новообразованная трещиноватость породных массивов этих объектов по возрасту соответствует складчатости. Но и реактивированная трещиноватость складчатых комплексов также формируется одновременно с новообразованной, т.е. также имеет возраст складчатости. Несомненно, что какие-то части породных массивов не испытывают значительных преобразований при формировании структуры складчатого комплекса и не отражают заметных признаков реактивации. Тем не менее возраст

большей части трещиноватости складчатых комплексов соответствует возрасту деформаций данного этапа.

Нередко в одном и том же регионе проявляется несколько этапов тектонических деформаций. На каждом из них в породных массивах формируются новообразованные тектонические трещины, но большинство трещин развивается по уже существующим в породном массиве исходным текстурно-структурным неоднородностям, при этом, соответственно, изменяется их возраст. Завершением развития трещиноватости любых пород является их выход в приповерхностную зону (зону гипергенеза), где происходит переход деформированного, но относительно «монолитного» породного массива, к его «разваливанию» и переходу в дезинтегрированную породную массу. Этот процесс обусловлен снижением уровня стрессового давления и упругих деформаций, что в результате приводит к формированию разрывов сплошности (структур отрывного типа) по структурам любого кинематического типа.

Таким образом, в породных массивах существуют самые различные трещины (тектонические и экзогенные; первичные и вторичные; разного морфологического типа; хаотические или образующие системы и т.д.), влияющие на свойства и поведение породных массивов: их прочностные и деформационные характеристики; водопроницаемость; анизотропию; устойчивость, заключающие в себе информацию о прошедших и текущих геологических процессах. Трещиноватость – не просто дефект структуры, а динамический процесс, который определяет многие аспекты существования и функционирования породных массивов.

[1] *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 173–235.

[2] *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.

[3] *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.

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

2026. Выпуск 24. С. 273–275

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Т.Ю. Тверитинова[1,2], Е.А. Мануилова[1], А.В. Маринин[1]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, tvertat@yandex.ru, e.manuilova@ifz.ru, marinin@ifz.ru

[2] Москва, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Байкальская рифтовая зона (БРЗ) характеризуется высокой сейсмической активностью **[1]**. Результаты совместных исследований современного напряженного состояния коры БРЗ, выполненные сотрудниками ИФЗ РАН и ИЗК СО РАН **[2, 3]**, позволили провести тектонофизическое районирование активных разломов по уровню кулоновых напряжений, определяющих близость разломов к критическому состоянию. По результатам этих работ на северо-восточном фланге БРЗ, в пределах которого проходит часть трассы Байкало-Амурской магистрали (БАМ), выявлены участки разломов с высоким уровнем кулоновых напряжений, которые можно рассматривать как места возможных сильных землетрясений с магнитудой 6.5–7.0.

Для определения тектодинамических условий формирования в этих зонах сейсмогенерирующих структур необходимо дополнительное изучение распределения разрывов и трещиноватости в породных массивах с использованием полевых тектонофизических методов исследования. В связи с этим в рамках комплексной научно-исследовательской экспедиции по маршруту БАМ, организованной РГО, сотрудники ИФЗ РАН в 2025 г. провели полевые исследования в районе северо-восточного фланга БРЗ на трех полигонах: Северобайкальском (Байкальский и Кичерский участки), Северомуйском (Муяканский и Перевальный участки) и Кодарском. Всего сделано 1418 тектонофизических замеров в 33 точках наблюдения.

При проведении полевых тектонофизических работ объектом изучения являются тектонические деформационные структуры (зеркала скольжения, трещины, разрывы, зоны дробления и другие малые структурные формы) – природный источник информации о напряженно-деформированном состоянии породных массивов и их эволюционном развитии. Полевые измерения позволили собрать сведения о пространственной ориентировке геологических индикаторов тектонических деформаций, их относительном соотношении, кинематическом типе, минеральном выполнении, характерных амплитудах перемещений по ним, приуроченности к тектоническим зонам, структурно-вещественным комплексам. Обработка материалов проводится по методикам структурно-парагенетического **[4]** и катакластического анализа дизъюнктивных нарушений **[5]**. Информация о кинематике нарушений на объекте исследования позволяет определить напряженно-деформированное состояние при формировании этих деформационных структур.

Изучение трещиноватости на пяти участках северо-восточного фланга БРЗ позволило выделить три группы объектов с разными режимами напряженного состояния. Первая – участок Байкальского тоннеля, расположенный в зоне краевого Байкальского разлома, отделяющего Байкальскую складчатую область от Сибирской платформы. Здесь отмечается режим горизонтального сдвига с западно-северо-западным горизонтальным сжатием, направленным поперек исходных структур.

Все остальные объекты приурочены к Байкало-Становой сейсмически активной зоне. Вторая группа – участки Кичерского и Муяканского разломов. На Кичерском участке тектодинамические условия характеризуются обстановкой горизонтального сдвига и горизонтального сдвига в сочетании с растяжением при субмеридиональной ориентировке оси максимального горизонтального сжатия. Оба типа фиксируются в пределах одной и той же разломной зоны, а некоторые – в пределах одного обнажения, что указывает на разновременность этих деформационных этапов. Сходная обстановка отмечается на участке Муяканского разлома. Здесь также резко доминирует горизонтальный сдвиг (86 %) при подчиненном значении горизонтального сдвига с растяжением (14 %). Однако на этом участке ось горизонтального сжатия имеет северо-восточное направление, что можно объяснить проявлением локальных вариаций поля напряжений. Эта зона

выделяется среди изученных объектов наиболее высоким уровнем кулоновых напряжений **[3]**. Она близка к критическому состоянию, что подтверждается полевыми данными: в четвертичных отложениях зафиксированы зеркала скольжения с определимой кинематикой и отрывы с зиянием до 4.5 см; установлены повторяющиеся (через 2–3 м) зоны дробления шириной более 1–2 м, выполненные дресвяным материалом. Здесь фиксируется повышенная сейсмическая активность **[6]**.

Третья группа – территории на удалении от кайнозойских впадин: Перевальный участок (вдоль Северомуйского тоннеля) и Кодарский полигон. Тектодинамические условия при северо-западной ориентировке оси максимального горизонтального сжатия на Перевальном участке характеризуются преобладанием обстановки сдвига в вертикальной плоскости (43 %) при равных долях горизонтального сдвига (29 %) и горизонтального растяжения (29 %), на Кодарском полигоне – обстановками горизонтального сдвига (50 %), горизонтального растяжения (30 %) и в равных долях горизонтального сдвига в сочетании с растяжением (10 %) и сдвига в вертикальной плоскости (10 %). Здесь практически в каждой точке наблюдения фиксируется по два и более деформационных этапа. Это разнообразие связано с одной стороны с проявлением разновременных деформаций, а с другой – с локальными вариациями поля напряжений.

Полученные нами данные показывают, что в обрамлении впадин преобладают обстановки горизонтального сдвига, горизонтального растяжения и горизонтального сдвига в сочетании с растяжением. Это подтверждает их раздвиговую природу, а также указывает на ведущую роль северо-западного растяжения. Широтные (ВСВ) левые сдвиги, развитые в пределах северо-восточного фланга БРЗ, являются закономерным следствием этого режима, осложненного северо-восточным сжатием, что в совокупности отвечает транстенсивной обстановке.

Анализ обобщенной стереограммы трещиноватости, включающей полюсы всех кинематических типов, показывает следующие основные максимумы: северо-восточный (аз. пр. 20–30°), субширотный (аз. пр. 90°), субмеридиональный (аз. пр. 340–350°) и северо-западный (аз. пр. 330–340°). Эта диаграмма подтверждает основные направления разрывных нарушений СВ фланга БРЗ, которые соответствуют как древнему структурному плану, так и современному общерегиональному полю напряжений с субмеридиональным горизонтальным сжатием и субширотным горизонтальным растяжением, которое характерно для большей части Северной Евразии **[2, 7]**.

Отметим, что участки разломов – Грамнинский, Гоуджекит-Кунерминский и Перевальный – отличаются низким уровнем кулоновых напряжений. Для них типично либо однородное унаследованное поле напряжений за пределами сейсмически активной зоны, либо условия, не согласующиеся с региональным сдвигом с растяжением.

Для сегментов Кичерского и Муяканского разломов с повышенным и высоким уровнем кулоновых напряжений реконструированные тектонические обстановки ориентированы относительно простирания и кинематики разломов таким образом, что на плоскостях формируются максимально возможные сдвиговые напряжения. Косвенные признаки это подтверждают. Сегмент Кичерского разлома с высоким уровнем кулоновых напряжений имеет отличительные геоморфологические черты: вместо задернованных склонов здесь наблюдаются скальные выходы, а также треугольные и трапециевидные фасеты, свидетельствующие о сбросовой кинематике и относительно недавнем характере смещений. В зоне Муяканского разлома выявлены трещины в четвертичных отложениях, позволяющие определить их кинематику.

Полевые тектонофизические работы проведены на трех полигонах северо-восточного фланга БРЗ (Северобайкальском, Северомуйском и Кодарском). Обработка собранных материалов позволила определить типы напряженного состояния и ориентировки осей главных напряжений. Преобладающим для региона является сдвиговый тип поля напряжений с горизонтальным положением главной кинематической плоскости. Установлены две основные тектодинамические обстановки: 1) меридиональное горизонтальное сжатие при широтном горизонтальном растяжении, выраженное формированием левых сдвигов северо-восточного простирания и правых – северо-западного; 2) северо-западное растяжение и северо-восточное сжатие, которые ответственны за формирование кайнозойских рифтогенных впадин.

Выделены три группы объектов по характеру напряженного состояния – Байкальский участок; Кичерский и Муяканский участки, приуроченные к разломам с высоким уровнем кулоновых напряжений; Перевальный и Кодарский участки, отличающиеся наиболее сложными структурными рисунками трещиноватости, широким развитием зон дробления, отрывов и разнообразием типов напряженного состояния.

По реконструированным обстановкам в обрамлении впадин при доминирующем сдвиговом поле напряжений установлено, что северо-восточный фланг БРЗ является в современной структуре левосдвиговой транстенсивной зоной.

Материалы, полученные в полевых условиях, согласуются с выводами тектонофизической реконструкции по уровню кулоновых напряжений о том, что Кичерский и Муяканский разломы находятся в критическом состоянии. Выполненные работы носят рекогносцировочный характер и требуют дальнейшего наращивания базы тектонофизических замеров.

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН и при поддержке Русского географического общества.

[1] *СНИП II-7-81*. Строительство в сейсмических районах: СП 14.13330.2018. М., 2018. 117 с.

[2] *Ребецкий Ю.Л., Добрынина А.А., Саньков В.А*. Напряженное состояние коры Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2022. Т. 62, № 8. С. 87–111.

[3] *Ребецкий Ю.Л., Добрынина А.А., Саньков В.А*. Тектонофизическое районирование активных разломов Байкальской рифтовой системы // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15, № 4. 0775.

[4] *Расцветаев Л.М*. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 173–235.

[5] *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В*. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.

[6] *Радзиминович Н.А., Добрынина А.А., Саньков В.А*. Особенности сейсмичности как отражение геологического строения и гидротермальной активности на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой системы // Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа: Всероссийская научная конференция с международным участием. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2023. С. 147–150.

[7] *Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M. et al*. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. Tectonophysics. 2018. V. 744. P. 484–498.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 276–277

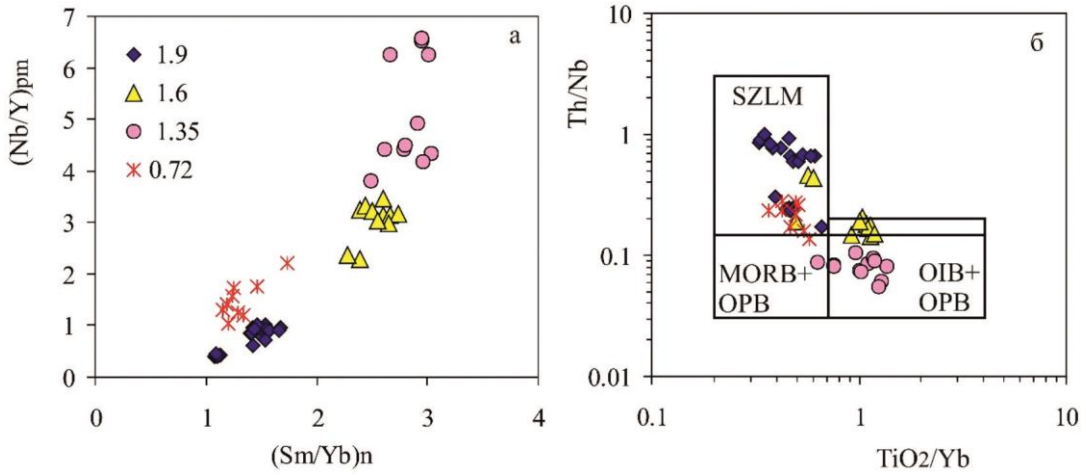
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА ПРОТЕРОЗОЙСКИХ (1.91–0.72 МЛРД ЛЕТ) ДОЛЕРИТОВ ЮЖНОГО ФЛАНГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

О.М. Туркина

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

Южный фланг Сибирского кратона характеризуется длительным мафическим магматизмом, представленным роями даек, силлами и ультрамафит-мафитовыми интрузиями, сформированными во внутриконтинентальной обстановке в протерозое. Прецизионное датирование по бадделеиту/циркону позволило установить главные этапы магматизма в интервале от ~1.91 до ~0.72 млрд лет, однако возраст сотен долеритовых даек остается неизвестным, что делает актуальной их геохимическую систематику. Анализ опубликованных данных по составу протерозойских долеритов из даек и силлов позволил установить индикаторные геохимические параметры четырех возрастных групп долеритов (1.91, 1.61, 1.35 и 0.72 млрд лет), отражающие различие в характере мантийных источников и условиях генерации исходных расплавов. Для разновозрастных долеритов использованы опубликованные данные из работ: 1.91 млрд лет, Урикско-Ийский грабен **[1]**, 1.61 млрд лет, Присаянский прогиб **[2, 3]**, 1.35 млрд лет, Шарыжалгайский и Байкальский выступы **[4]**, 0.72 млрд лет, Байкальский выступ **[5]**.

Протерозойские долериты трех возрастных этапов (1.91, 1.61 и 0.72 млрд лет) обладают сходной минеральной ассоциацией Cpx+Pl±Ol и по составу отвечают толеитовым базальтам. Исключением служат долериты с возрастом 1.35 млрд лет, содержащие биотит и микрографические срастания кварца и щелочного полевого шпата и отвечающие субщелочным базальтам. Максимальными концентрациями TiO_2 (1.7–2.8 %) при узком диапазоне Mg# (50–43) выделяются субщелочные долериты (1.35 млрд лет). Неопротерозойские долериты (Mg#=58–39) обладают самым низким содержанием TiO_2 (≤1.3 %). Долериты с возрастом 1.9 и 1.6 млрд лет имеют промежуточные концентрации TiO_2 (1.1–3.5 %). Все возрастные группы долеритов характеризуются от слабо до умеренно фракционированных спектров РЗЭ: минимальные значения $(La/Yb)_n$ имеют палео- (1.3–3.7) и неопротерозойские (2.3–3.9), а максимальные – породы с возрастом 1.6 млрд дет (5.3–6.2) и 1.35 млрд лет (5.6–7.0), обедненные тяжелыми РЗЭ и Y, выплавлявшиеся в области гранатовых перидотитов.



Диаграммы $(Sm/Yb)_n$ – $(Nb/Y)_{pm}$ (а) и TiO_2/Yb – Th/Nb (б) для протерозойских долеритов южного фланга Сибирского кратона. Возрастные группы долеритов (млрд лет): 1.91, 1.61, 1.35, 0.72 по [1–5]. Поля по [6]: MORB базальты срединно-океанических хребтов, OPB – базальты океанических плато, OIB – базальты океанических островов, SZLM – субдукционно-модифицированная литосферная мантия.

Анализ распределения редких элементов и их отношений показал, что наиболее контрастно без областей перекрытия четыре возрастные группы долеритов различаются на диаграмме $(Sm/Yb)_n$ – $(Nb/Y)_{pm}$ (рисунок, а), которая показывает принципиальные отличия, обусловленные особенностями их мантийных источников, продемонстрированные с помощью диаграммы TiO_2/Yb – Th/Nb (рисунок, б).

Неопротерозойские долериты в Байкальском выступе характеризуются минимальными величинами $(Sm/Yb)_n$ и $(Nb/Y)_{pm}$ и образовались при участии обогащенной субдукционно-модифицированной литосферной мантии (SZLM) и деплетированного (астеносферного) источника. Максимальным накоплением некогерентных редких элементов и высокими $(Sm/Yb)_n$ и $(Nb/Y)_{pm}$ выделяются долериты с возрастом 1.35 млрд лет, формирование которых, исходя из сходства с OIB, связано с обогащенным плюмовым мантийным источником. Палеопротерозойские (~1.61 млрд лет) долериты Присаянского прогиба характеризуются повышенным содержанием TiO_2 и высокозарядных (Nb, Ta) элементов в сравнении с долеритами нерсинского комплекса. Для них преобладающим является обогащенный плюмовый источник с высокими $(Nb/Y)_{pm}$ и TiO_2/Yb при ограниченном участии SZLM. Палеопротерозойские (1.91 млрд лет) долериты Урикско-Ийского грабена при сходстве по величине $(Sm/Yb)_n$ с неопротерозойскими отличаются наиболее низкими $(Nb/Y)_{pm}$ и $(Nb/La)_{pm}$ (0.3–0.4 против 0.5–0.6), но повышенными Th/Nb, следовательно, их мантийный источник, также представленный SZLM, отличался от такового неопротерозойских долеритов. Предложенная диаграмма $(Sm/Yb)_n$ – $(Nb/Y)_{pm}$ позволяет систематизировать долериты неизвестного возраста из дайковых ареалов южного фланга Сибирского кратона на основании сходства по составу с долеритами четырех этапов протерозойского магматизма, что будет продемонстрировано в докладе.

Работа выполнена по госзаданию ИГМ СО РАН (FWZN-2026-0003).

[1] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Денишин С., Писаревский С.А., Мотова З.Л., Демонтерова Е.И.* Древнейшие (~1.9 млрд лет) метадолериты южной части Сибирского кратона: возраст, петрогенезис, тектоническая позиция // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 12. С. 1941–1957.

[2] *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Mazukabzov A.M., Motova Z.L., Salnikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Stepanova A.V.* Evidence of the Latest Paleoproterozoic (~1615 Ma) mafic magmatism the southern Siberian: extensional environments in Nuna supercontinent // Precambrian. Research. 2021. V. 354. 106049.

[3] *Изродин И.А., Дорошкевич А.Г., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Изох А.Э., Летникова Е.Ф., Иванов А.В*. Возраст и петрогенезис долеритов р. Мара (Присаянский краевой выступ фундамента южной части Сибирского кратона // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15, № 5. 0789.

[4] *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Ernst R.E., Pisarevsky S.A., Mazukabzov A.M., Demonterova E.I*. Geochemistry and Petrogenesis of Mesoproterozoic Dykes of the Irkutsk Promontory, Southern Part of the Siberian Craton // Minerals. 2018. V. 8, № 12. 545.

[5] *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Демонтерова Е.И., Ефремова У.С*. Геохимические критерии разделения протерозойских долеритов даек центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона // Геохимия. 2023. Т. 68, № 5. С. 488–507.

[6] *Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C*. LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // Lithos. 2021. V. 392–393. 106068.

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

2026. Выпуск 24. С. 278

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЕРМСКИХ ПОРОД БОЛЬШОГО КАВКАЗА: ИНТЕРПРЕТАЦИЯ С УЧЕТОМ КИММЕРИЙСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

И.В. Федюкин[1], А.В. Шацилло[1], Т.В. Романюк[1], И.В. Латышева[2], А.С. Новикова[2], Н.Б. Кузнецов[2]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ivan.fedyukin@gmail.com
[2] Москва, Геологический институт РАН

Герцинский синорогенный молассовый комплекс Скифской плиты широко распространен на Большом Кавказе и на его северном склоне. В строении пермской части этого комплекса преобладают красноцветные терригенные породы. Нами были опробованы породы аксаутской свиты, представленные красноцветными мелкогалечными конгломератами, песчаниками и алевролитами. Наиболее тонкие разности были изучены в естественных обнажениях в долинах рек Теберда, Аксаут, Белая, Архыз и Малая Лаба. Возраст свиты определяется по наличию раннепермской флоры, а также получена нижняя возрастная оценка изученных терригенных пород по пяти наиболее молодым датировкам U-Pb изотопного анализа зерен обломочных цирконов – 289.0±5.8 млн лет.

По результатам температурной чистки выделяется характеристическая компонента намагниченности в древней системе координат одной (обратной) полярности с наклонениями –20…–35° и склонениями в широком диапазоне от ЮЗ до СЗ румб. Рассчитанные палеоширoты для всех разрезов близки к референтным значениям для южного (в современных координатах) обрамления Восточно-Европейской платформы.

В разрезе по долине р. Аксаут в районе стратотипа аксаутской свиты рассчитанный палеомагнитный полюс значимо не отличается от пермского участка траектории кривой кажущейся миграции полюса для Восточно-Европейской платформы **[1]**. Палеомагнитный полюс в разрезе долины р. Теберда, находящийся в 17 км от разреза Аксаут, развернут по часовой стрелке на 75° относительно референтного полюса Восточно-Европейской платформы. В разрезах по р. Белой относительное вращение составляет 44°, а диапазон абсолютного вращения относительно референтного положения 18–62°. Разрез по р. Малая Лаба развернут на 60°, по р. Архыз развернут на 35°. Природой расхождений палеомагнитных полюсов, с большой вероятностью, являются ротационно-сдвиговые деформации **[2]**, проявленные в пределах Передового хребта Большого Кавказа в киммерийский и посткиммерийский этапы деформаций.

Исследования выполнены за счет средств гранта РНФ №26-17-00260.

[1] *Vaes B., van Hinsbergen D.V., van de Lagemaat S., van der Wiel E., Lom N., Advokaat E., Boschman L., Gallo L. et al.* A global apparent polar wander path for the last 320 ma calculated from site-level paleomagnetic data // Earth-science reviews. 2023. V. 245. 104547. doi:10.1016/j.earscirev.2023.104547.

[2] *Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И., Шалаева Е.А., Романюк Т.В., Данцова К.И., Разумовский А.А., Парфенов Г.Е.* Сдвиговые и тектоногравитационные структурные ансамбли киммерийского этапа развития Даховского кристаллического выступа (западная периклиналь палеозойского ядра Большого Кавказа) // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16, № 5. 0847.

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

2026. Выпуск 24. С. 279–281

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛУБИННОГО СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ МЕТОДОМ ПРОДОЛЬНОЙ ПРИЕМНОЙ ФУНКЦИИ

М.А. Хритова

Иркутск, Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН
Иркутск, Институт земной коры СО РАН, hritova@crust.irk.ru

Положение Забайкалья в границах крупных тектонических структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (Байкальской рифтовой зоны, Монголо-Охотского пояса, Саяно-Байкальская складчатая область, Байкало-Патомского краевого поднятия и Алдано-Станового щита) определяет его сложную глубинную структуру **[2]**. В частности, в пределах Забайкалья выделяют крупные геоблоки, а также складчатые и складчато-блоковые системы, разделенные глубинными разломами.

Изучению глубинного строения Забайкалья посвящено значительное число исследований, в которых применяются различные сейсмологические методы, включая глубинное сейсмическое зондирование и методы сейсмической томографии по объемным и поверхностным волнам. При этом полученные результаты нередко демонстрируют существенные расхождения **[3]**.

В данной работе, выполненной методом продольной приемной функции (PRF) **[5, 6]** по телесейсмическим записям широкополосных сейсмических станций «Хапчеранга» (KPC), «Тупик» (TUP) Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН, восстановлены подстанционные глубинные структуры до глубины 270 км **[4]**.

Исследуемые районы с расположенными в них сейсмическими станциями находятся на юге Забайкалья (станция KPC) и на северо-востоке региона (станция TUP). Согласно тектоническому районированию, KPC располагается в Монголо-Забайкальской складчатой системе Монголо-Охотского пояса, TUP – в Западно-Становой зоне Станового мегаблока **[1]** (рис. 1).

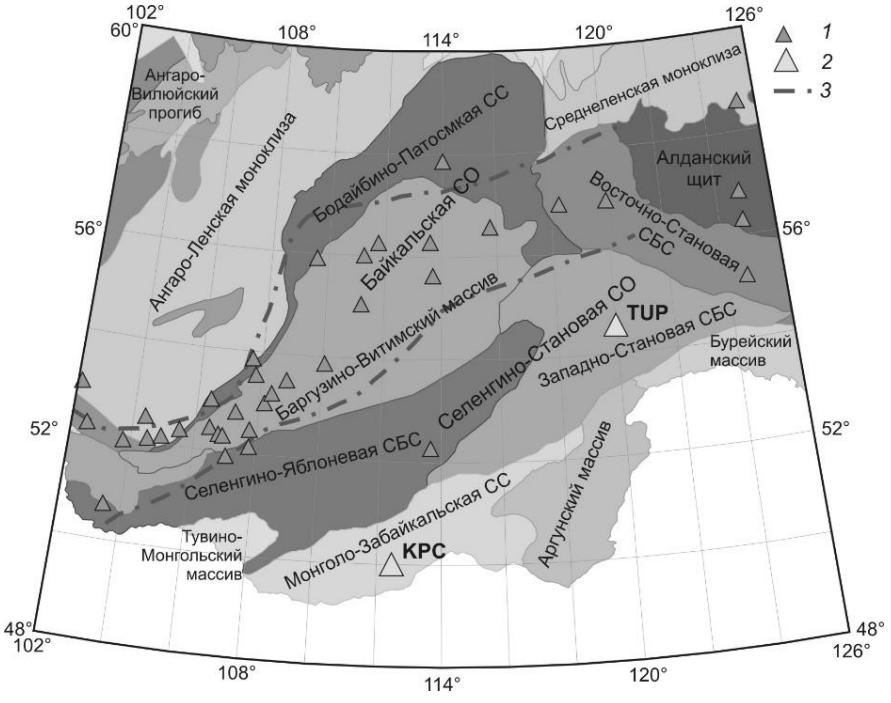


Рис. 1. Схема тектонического районирования Прибайкалья и Забайкалья **[1].**
1 – сейсмостанции; *2* – сейсмические станции KPC и TUP, по данным которых выполнялось исследование в этой работе; *3* – контуры Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Используемые сокращения на схеме: СО – складчатая область, СС – складчатая система, СБС – складчато-блоковая система.

Предварительный этап исследования заключался в отборе записей телесейсмических землетрясений с магнитудой более 5.6, эпицентральными расстояниями 35–90° и с обратных азимутов, преимущественно в диапазоне 120–300°. Далее из отобранных сейсмограмм выполнялось выделение продольных (P) приемных функций **[6]**. Для станции KPC было выделено 207 функций за период наблюдения 2022–2025 гг., для TUP – 90 за период 2024–2025 гг. Последним этапом выполнялась инверсия выделенных просуммированных функций для каждой станции – решалась обратная задача по восстановлению одномерных скоростных разрезов в районе расположения регистрирующей станции **[5]**. В результате для каждой станции были получены одномерные скоростные разрезы $V_S(h)$ до глубины 270 км (рис. 2).

Построенные скоростные модели для станций KPC и TUP демонстрируют сходство: в верхней коре выявлен осадочный слой с повышением скорости до V_S=3.7 км/с на глубине 4–5 км; идентифицирован внутрикоровый волновод в интервале глубин 10–20 км с пониженными значениями скорости до V_S=3.5 км/с; нижняя часть коры характеризуется стабильной скоростью (V_S=3.8–3.9 км/с); коромантийная граница выявляется на глубине 42 км, имеет резкий характер, проявляющийся в скачке скорости до V_S=4.5 км/с.

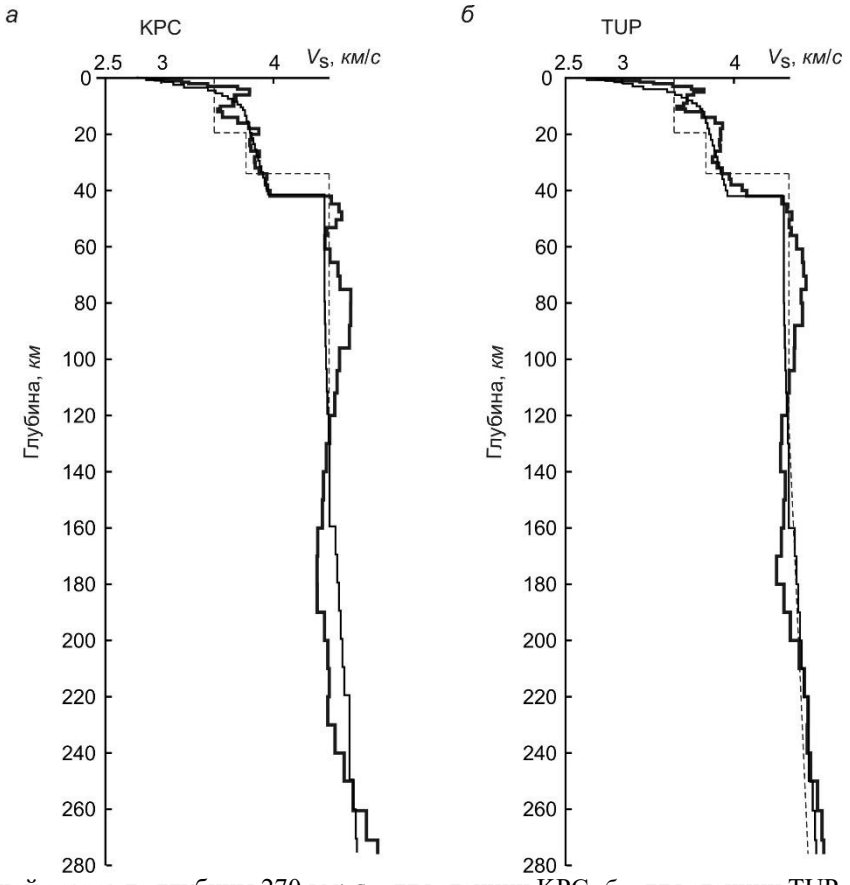


Рис. 2. Скоростной разрез до глубины 270 км: *а* – для станции KPC; *б* – для станции TUP.
На скоростных разрезах тонкой сплошной линией показана стартовая модель, толстой линией – восстановленная модель (полученный результат), пунктирной линией – значения, соответствующие глобальной референтной модели IASP91 (модель приведена для сравнения).

В мантии под обеими станциями, предположительно, выявлены границы астеносферы: слой с пониженными значениями скоростей поперечных волн (V_S=4.3–4.4 км/с) на глубинах 130–230 км под станцией KPC и 120–200 км под станцией TUP.

Одним из важных преимуществ метода PRF является возможность оценить рельеф сейсмических границ в переходной зоне мантии на глубинах около 410 и 660 км **[7]**. С этой целью для каждой станции сформирован стек – набор суммарных трасс приемных функций, по которым идентифицируются обменные фазы P410s и P660s с амплитудным максимумом на трассах, соответствующих глубинам, близким к 410 и 660 км. На основе анализа времени вступления волн P410s и P660s на станциях KPC и TUP сделан вывод о наличии под ними в верхней мантии областей со средними пониженными значениями скорости сейсмических волн **[4]**. При этом

средняя скорость волн в верхней мантии должна быть ниже на юге Забайкалья, чем в северо-восточной части.

Полученные предварительные результаты свидетельствуют о необходимости установки широкополосных сейсмических станций на территории Забайкалья с целью верификации, уточнения и детализации полученных моделей.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках госзадания № 075-00609-26) и с использованием данных, полученных на УНУ СИЗК МАК (https://ckp-rf.ru/usu/507436/, http://www.gsras.ru/unu/).

[1] *Кашубин С.Н., Петров О.В., Мильштейн Е.Д., Кудрявцев И.В., Андросов Е.А., Винокуров И.Ю., Тарасова О.А., Эринчек Ю.М.* Глубинное строение земной коры и верхней мантии Северо-Восточной Евразии // Региональная геология и металлогения. 2018. № 76. С. 9–21.

[2] *Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др*. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии / Ред. Е.В. Скляров. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.

[3] *Середкина А.И*. Современное состояние исследований глубинного строения земной коры и мантии Байкальского рифта по сейсмическим данным // Физика Земли. 2021. № 2. С. 46–70. doi:10.31857/-S0002333721020113.

[4] *Хритова М.А., Кобелева Е.А*. Предварительные результаты исследования глубинного скоростного строения Забайкалья методом приемной функции Р-волн // Российский сейсмологический журнал. 2026. Т. 8, № 3. С. 71–84. doi:10.35540/2686-7907.2026.3.05.

[5] *Kosarev G.L., Petersen N.V., Vinnik L.P., Roecker S.W.* Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: contrast in the evolution of structures across the Talasso-Fergana fault // Journal of Geophysical Research. 1993. V. 98, № B3. P. 4437–4448. doi:10.1029/92JB02651.

[6] *Vinnik L.P.* Detection of waves converted from P to S in the mantle // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 15, № 1. P. 39–45. doi:10.1016/0031-9201(77)90008-5.

[7] *Vinnik L.P., Oreshin S.I., Makeyeva L.I., Mordvinova V.V., Tsydypova L.R.* Mantle structure and processes in transition zone of the Baikal rift zone // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2022. V. 58, № 6. P. 773–781. doi:10.1134/s1069351322060143.

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

2026. Выпуск 24. С. 282–283

ОЦЕНКА МОЩНОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ – МЕЗОЗОЕ ПО СОСТАВУ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ СОВРЕМЕННОГО АЛЛЮВИЯ

В.Б. Хубанов[1], Ю.Д. Щербаков[2], А.М. Хубанова[1]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, v.khubanov@yandex.ru
[2] Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Эволюция тектонических структур и магматизма Западного Забайкалья в позднем палеозое – мезозое происходила на фоне закрытия Монголо-Охотского океана **[1]**. Представляется, что пермско-юрский полихронный Монгольско–Забайкальский вулканоплутонический пояс (МЗП), располагающийся севернее Монголо-Охотской сутуры и протягивающийся субпараллельно ей, имеет надсубдукционную природу и отражает продолжительное развитие Южно-Сибирской активной окраины **[2]**. Вероятно, при формировании МЗП также имела место смена тектонического режима сжатия (орогенез) с утолщением коры на растяжение (рифтогенез) с утонением коры и, возможно, неоднократная. В настоящем исследовании предпринята попытка провести мониторинг мощности континентальной коры Западно-Забайкальского сектора МЗП в позднем палеозое – мезозое.

Для исследования с помощью шлихового опробования были отобраны обломочные зерна циркона из современного аллювия: 1) р. Баргузин и р. Уда – водосборная площадь этих рек охватывает западную и центральную часть Западного Забайкалья; 2) р. Джида и р. Темник представляют юго-западную часть; 3) р. Селенга – южную часть Западного Забайкалья и северную часть Монголии.

Внутренняя морфология цирконов изучалась с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan MIRA 3 LMH (ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН, г. Иркутск) **[3]**. U-Pb изотопное датирование и определение микроэлементного состава цирконов проводилось LA-CP-MS методом (ЦКП» Геоспектр» ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) **[4]**.

Метод оценки мощности континентальной коры в прошлом основан на использовании геохимического состава и возраста циркона **[5]**. В качестве индикатора глубины магмогенерации принимается европиевая аномалия в цирконе. Эффект заключается в том, что значение Eu/Eu* в цирконе увеличивается с увеличением глубины генерации магмы из-за доминирования в рестите граната и уменьшения роли плагиоклаза. Поскольку наиболее глубинные очаги плавления возникают в условиях максимального утолщения коры, средние значения Eu/Eu* в цирконах коррелируют с мощностью коры. Этот подход адаптирован для обломочных цирконов, по которым можно получить представительную выборку для некоторой площади из современного аллювия **[5]**. Таким образом, одновременное локальное датирование и определение Eu/Eu* в детритовых цирконах позволяет оценить мощность континентальной коры в прошлом и проследить ее изменение во времени.

Полученные данные дают основания предположить, что в позднем карбоне мощность коры в центральной и западной части Западного Забайкалья была около 60 км. В пермский период для этой площади имела место относительно утоненная кора (мощность <50 км). В южной части Западного Забайкалья и, вероятно, в Северной Монголии в карбон-пермское время мощность коры была более 50 км. Ее некоторое утонение наблюдается в триасе (<50 км), и максимальная мощность коры до 70 км оценена для юрского времени.

Корреляция с геодинамическими реконструкциями. В центральной и западной части Западного Забайкалья, а возможно, и во всей его северной половине утолщение коры в позднем карбоне, скорее всего, связано с внутриконтинентальным сжатием между Ангаро-Оленекским и Алданским блоками **[6]**. Некоторое пермское утолщение коры в южной части и ее относительное утонение в центральной части Западного Забайкалья, вероятно, обусловлены тектоническими процессами, связанными с пологой субдукцией Монголо-Охотской плиты под Южную Сибирь **[2]**, тогда как юрский орогенез с увеличением мощности коры до 70 км в южной части Западного

Забайкалья, видимо, отражает закрытие Монголо-Охотского океана и коллизию Южной Сибири, Аргунского супертеррейна и Северо-Китайского кратона **[7]**.

Исследования проведены в рамках выполнения госзададния ИФЗ РАН.

[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] *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V*. Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 79–97.

[3] *Скузоватов С.Ю., Белозерова О.Ю., Васильева И.Е., Зарубина О.В., Канева Е.В., Сокольникова Ю.В., Чубаров В.М., Шабанова Е.В*. Центр коллективного пользования «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН: современное состояние методов изучения вещества на микро- и макроуровне // Геодинамика и тектонофизика. 2022. V. 13, № 2. 0585.

[4] *Канакин С.В., Хубанов В.Б., Жалсараев Б.Ж., Посохов В.Ф., Дампилова Б.В., Хромова Е.А., Хубанова А.М., Лыгденова Б.Б*. Центр коллективного пользования «Геоспектр» Геологического института СО РАН // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13, № 2. 0583.

[5] *Tang M., Ji W-Q., Chu X., Wu A., Chen Ch*. Reconstructing crustal thickness evolution from europium anomalies in detrital zircons // Geology. 2020. V. 49. P. 76–80.

[6] *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.

[7] *Yi Z., Meert J.G*. A closure of the Mongol-Okhotsk Ocean by the Middle Jurassic: Reconciliation of paleomagnetic and geological evidence // Geophysical Research Letters. 2020. V. 47. e2020GL088235.

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

2026. Выпуск 24. С. 284–286

ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: U-Pb ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ МАГМ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

А.А. Цыганков, Г.Н. Бурмакина

Улан-Удэ, Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, tsygan@ginst.ru

Щелочные гранитоиды в Забайкалье впервые были отмечены В.А. Обручевым в хр. Цаган-Дабан в 1896–1898 гг. при геологических исследованиях в связи с прокладкой Транссибирской магистрали **[1]**. В 40-х гг. прошлого века был выделен Забайкальский пояс щелочных гранитов, ставший впоследствии составной частью крупнейшей Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции. Эта провинция протягивается от Котловины Больших Озер в Северо-Западной Монголии до верховьев р. Олёкмы на расстояние около 1500 км при средней ширине ареала 200–250 км. В этой полосе насчитывается более 350 массивов **[2]** размером от 1600 км^2 (Брянский плутон) до небольших штоков площадью в первые км^2 и щелочно-салических даек, ассоциирующих с комагматичными вулканогенными образованиями Северо-Монгольской-Забайкальской полихронной рифтовой системы (СМЗРС) **[3]**, пространственно совпадающей с Монголо-Забайкальским щелочно-гранитоидным ареалом. Пространственно-временная сопряженность щелочных гранитоидов и вулканогенных образований, вероятно, не случайна, однако прямая генетическая/парагенетическая связь между этими образованиями сомнительна.

В Забайкалье щелочные гранитоиды начали формироваться значительно раньше собственно рифтогенных структур, выполненных вулканогенными образованиями повышенной и высокой щелочности – примерно 300 млн лет назад (Шабартайский массив в бассейне р. Джиды, Юго-Западное Забайкалье). Гранитоиды моложе 127 млн лет в Забайкалье неизвестны. В отличие от этого, самые ранние проявления трахибазальт-трахириолитового вулканизма (цаган-хунтейская свита) имеют возраст примерно 230 млн лет. Рифтогенный вулканизм в Забайкалье продолжался до позднего кайнозоя с постепенным сокращением доли салических пород вплоть до их полного исчезновения. Щелочные гранитоиды лишь иногда сопровождаются проявлениями щелочно-основных пород (минглинг-дайки в Харитоновском плутоне, Западное Забайкалье), тогда как субщелочные и щелочные базальты и их субвулканические аналоги доминируют в составе вулканогенных образований СМЗРС близкого возраста.

Таким образом, несмотря на многие десятилетия интенсивного изучения щелочно-гранитоидного магматизма Забайкалья, остается немало вопросов, требующих более детального изучения.

Нами получены первые U-Pb изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные по двум крупнейшим щелочно-гранитоидным плутонам Восточного Забайкалья – Кукинскому (460 км^2) и Молоковскому (450 км^2), находящимся в восточном, наименее изученном, секторе Монголо-Забайкальской провинции. Массивы расположены в правобережье р. Ингоды, южнее и юго-западнее г. Читы (северо-восточная часть хр. Черского) в пределах Хилок-Витимской структурно-формационной зоны. С щелочными гранитоидами ассоциируют лавы и пирокласты трахиандезитов, трахидацитов, трахириолитов и трахибазальтов цаган-хунтейской свиты, что послужило основанием объединить рассматриваемые вулканогенные и плутонические образования в единую вулканоплутоническую ассоциацию (Геологическая карта масштаба 1:200 000 M-49-VI).

Оба массива имеют субизометричную форму выхода на поверхность и сложены сходным набором пород, представленных крупно- и среднезернистыми щелочными эгирин-рибекитовыми и умеренно щелочными биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами, граносиенитами, монцогранитами, сиенитами и их порфировидными разновидностями. Характерны дайки щелочных аплитов, гранит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров. В северо-восточной части Молоковского массива среди биотитовых гранитов и монцогранитов обнаружены мафические включения кварцево-монцонитового состава, сложенные плагиоклазом, щелочным полевым

шпатом, кварцем, амфиболом и биотитом. Для них характерны округлые формы и магматические микроструктуры. В северной части этого же массива среди щелочных гранитов также обнаружены меланократовые включения с характерным «лейстовым» плагиоклазом, игольчатым амфиболом и пироксеном.

Для Молоковского плутона в целом более характерны умеренно щелочные граниты, тогда как в Кукинском шире распространены щелочные разновидности. Щелочные граниты состоят из кварца (25–30 об. %), мезопертитового щелочного полевого шпата (60–65 об. %), резко преобладающего над плагиоклазом (единичные зерна, часто отсутствует), щелочных пироксенов (эгирин, эгирин-авгит) и щелочного амфибола (не более 2–3 об. %). В умеренно щелочных гранитах темноцветные минералы представлены биотитом и амфиболом. Акцессорные минералы – магнетит, титанит, ильменит, апатит, циркон, иногда отмечается рутил. Для щелочных гранитов характерны графические структуры, представленные закономерными срастаниями кварца и щелочного полевого шпата, а также миароловые текстуры, использовавшиеся в качестве картировочного признака. К минералогическим особенностям пород можно отнести высокое содержание фтора в апатитах – до 5 мас. %, амфиболах – до 4.4. мас. % и биотитах – до 7 мас. %. Также обращает на себя внимание высокое – до 38 мас. % содержание MnO в ильмените и сумма REE в апатите до 3.8 мас. %. В среднем, в одноименных минералах Кукинского массива содержание фтора выше, чем в Молоковском.

Содержание SiO_2 в гранитах Молоковского массива варьируется в узком диапазоне – 70–72 мас. %, при сумме щелочей 8–10 мас. %, что соответствует умеренно щелочным гранитам. В Кукинском массиве содержание SiO_2 в гранитах составляет 69–74 мас. %, сумма щелочей 8.9–10.7 мас. %, что соответствует переходу от умеренно-щелочных к высокощелочным гранитам. Щелочно-полевошпатовые сиениты содержат менее 68 мас. % SiO_2 и более 11 мас. % суммы щелочей. Граниты обоих массивов принадлежат к высококалиевой известково-щелочной серии, агпаитовый индекс (отношение NK/A) варьируется в диапазоне 0.82–0.93, лишь иногда выше, что почти полностью соответствует области неопределенности между гранитоидами известково-щелочного и щелочного (Alkaline) ряда. На диаграмме SiO_2 – MALI (modified alkali-lime index) рассматриваемые образования лежат в щелочно-известковом поле. Железистость пород варьируется от 0.70 до 0.96; на диаграмме SiO_2 – $FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)$ они примерно поровну лежат в магнезиальном и железистом поле. Индекс насыщения глиноземом A/CNK составляет 0.95–1.03. По соотношению Zr – 1000·Ga/Al гранитоиды Кукинского и Молоковского плутонов соответствуют гранитам А-типа.

Индикаторные отношения REE (средние значения) в гранитах Кукинского и Молоковского массивов составляют: $La/Yb_{(n)}$ – 9.15 и 8.8; Eu/Eu* – 0.64 и 0.47; $La/Sm_{(n)}$ – 2.49 и 2.33; $Gd/Yb_{(n)}$ – 1.64 и 1.66 соответственно. Тем не менее суммарное содержание лантаноидов в кукинских гранитах немного выше: 256 против 154 г/т в молоковских. Кроме того, щелочно-полевошпатовый сиенит Кукинского массива обогащен HREE по сравнению с гранитами, а лейкогранит, наоборот, характеризуется минимальным содержанием REE.

Спайдер-диаграммы, нормированные по валовой континентальной коре (bulk continental crust), также демонстрируют очевидное сходство: пониженное содержание Ba, Sr, P, Eu и Ti, особенно в молоковских гранитах, при общем содержании литофильных элементов на уровне, не превышающем 4-кратного относительно континентальной коры. На этом фоне резко выделяется щелочно-полевошпатовый сиенит Кукинского массива, для которого характерны минимальные содержания Ba и Sr при повышенном Zr, Hf и, как отмечалось, H-REE.

Средневзвешенный конкордантный возраст двух проб умеренно щелочных биотитовых гранитов Кукинского массива составляет 160.1±1.3 млн лет, СКВО=0.58, n=23 и 160.0±1.3 млн лет, СКВО=0.22, n=28. Такой же изотопный возраст получен по биотитовому граниту Молоковского массива – 160.3±1.1 млн лет, СКВО=0.46, n=28, однако по циркону из второй пробы умеренно щелочного амфибол-биотитового гранита изотопный возраст оказался несколько моложе – 156.6±0.7 млн лет, СКВО=1.03, n=25.

Изотопный состав Nd гранитоидов Кукинского и Молоковского массивов характеризуется околонулевыми значениями εNd, рассчитанными на возраст 160 млн лет, и поздненеопротерозойским двухстадийным модельным возрастом: εNd(T)=–0.98–0.72, T_{Nd}(DM-2)=1047–907 млн лет в гранитах Кукинского массива и εNd(T)=–1.08–1.44, T_{Nd}(DM-2)=1056–847 млн лет в гранитах Молоковского плутона.

Судя по изотопным данным, формирование щелочных гранитов Восточного Забайкалья, по всей вероятности, связано с плавлением неопротерозойского корового источника, возможно,

с некоторой добавкой ювенильного материала мантийного генезиса посредством смешения магм либо плавления мафического корового источника.

В результате проведенных исследований нами установлен среднеюрский изотопный возраст (160–156 млн лет) Кукинского и Молоковского плутонов, а не позднетриасовый (≈230 млн лет), как это предполагалось по аналогии с типоморфным для Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции Харитоновским плутоном. Таким образом, щелочно-гранитоидный магматизм Забайкальского сектора Монголо-Забайкальской провинции развивался на протяжении не менее чем 140 млн лет с постепенным омоложением с юго-запада на северо-восток. Предполагается, что эта пространственно-временная эволюция связана с последовательным закрытием Монголо-Охотского океанического бассейна и разной степенью взаимодействия мантийного плюма с орогенными сооружениями, образовавшимися при его закрытии.

Исследования выполнены за счет РНФ, грант № 26-17-00119.

[1] *Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В*. Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 232 с.

[2] *Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Каперская Ю.Н*. Четыре этапа щелочно-гранитоидного магматизма на территории Забайкалья // Геология и геофизика. 1985. Т. 26, № 6. С.61–71

[3] *Воронцов А.А., Ярмолюк В.В*. Северо-Монгольская-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера. 2004. № 3. С.17–32.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 287–289

ЧИАТУРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МАРГАНЦА (ГРУЗИЯ): АНАЛИЗ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И РЕЗУЛЬТАТЫ U-PB ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

А.В. Чефранова[1], Т.В. Романюк[2], В.Н. Кулешов[3], И.В. Латышева[3], А.С. Новикова[3]

[1] Москва, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, achefra@mail.ru
[2] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, t.romanyuk@mail.ru
[3] Москва, Геологический институт РАН, vnkuleshov@mail.ru

Обширные области Причерноморья – Турецкий бассейн Трас (Thrace), Причерноморские районы Болгарии (район Варна и другие), юг европейской части России (бассейн р. Лаба, Краснодарский край и Адыгея в Западном Предкавказье), часть Украины (Никополь), Западный Казахстан (Мангышлак) и северная часть Грузии (Чиатура) – части одной из крупнейших на Земле марганцевоносных провинций. Залежи олигоцен-раннемиоценовых марганцевых руд (Mn-руд) этой провинции однотипны по строению и происхождению. При незначительных вариациях возраста и физико-географических условий формирования этих Mn-руд **[1, 3, 7, 8]** нет сомнений в том, что все месторождения образованы почти одновременно в едином осадочном бассейне (**ОБ**) Восточного Паратетиса на фоне замедленного терригенного осадкообразования и более вялого, чем в других местах, гидродинамического режима прибрежного мелководья. Недавно стали доступными сейсмостратиграфические материалы, позволяющие связывать возникновение застойных явлений в заливах Восточного Паратетиса с масштабными регрессиями. В частности, в его черноморской части реконструирован олигоценовый соленовский кризис (падение уровня моря на ~500 м **[6]**), вызванный изоляцией **ОБ** Восточного Паратетиса от Мирового океана.

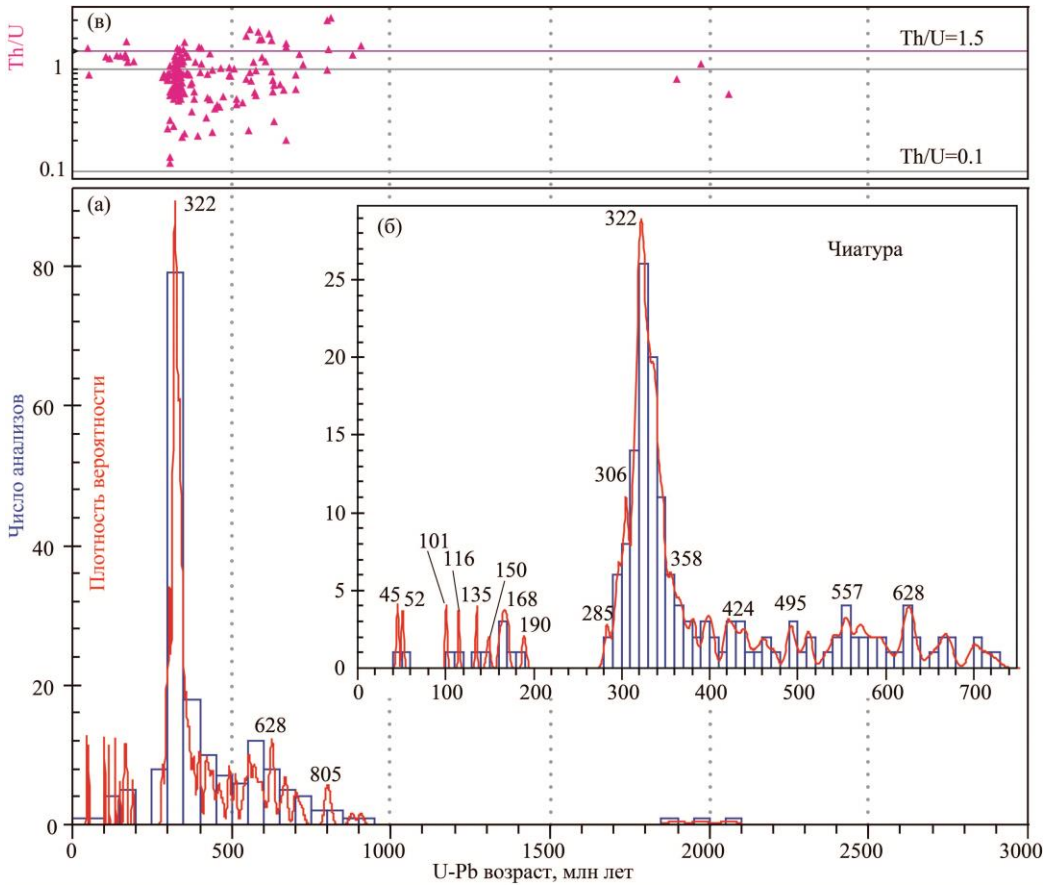
Целью данного исследования является детальный анализ вещественного состава и U-Pb геохронологические исследования зерен детритового циркона (**dZr**) из рудного горизонта Чиатурского месторождения для уточнения модели формирования олигоцен-раннемиоценовых Mn-руд в **ОБ** Восточного Паратетиса.

Чиатурское месторождение расположено по обоим бортам долины р. Квирила (левый приток р. Риони) и ее притоков, фактически в черте г. Чиатура (Западная Грузия, Имеретинская возвышенность) и его предместий. Горизонт Mn-руд здесь имеет мощность 2–5 м и состоит из непостоянного числа (от 3 до 18) тонких (30–35 см) прослоев богатой Mn-руды, залегающих среди опоковидных кремнистых пород, приурочен к разрезу горизонтально залегающей палеогеновой толщи. Район Чиатурского месторождения и оно само хорошо изучены геологически, литологически, петрологически и изотопно-геохимически **[3, 7]**.

Исследованная проба (К24-501) терригенного субстрата Чиатурского рудоносного горизонта отобрана из коллекции, хранящейся в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии (рег. номер 1881). Образец был отобран В.Н. Кулешовым (полевой номер 70/83) в карьере участка № 4 в вершинной части нагорья Дарквети (правый борт долины р. Квирила). Проба представлена грязно-зелеными известковистыми мелко- и среднезернистыми сублитокластическими песчаниками. Поверхность псаммитовых зерен покрыта тонкими аутигенно-глинистыми пленками. Легкая фракция сложена преимущественно угловатыми и полуугловатыми зернами кварца (70–80 %), полевыми шпатами (5–12 %) со следами интенсивных вторичных изменений (пелитизация, серицитизация). Также отмечено присутствие глауконита, мусковита и глобул пирита. Обломки магматических, осадочных и метаморфических пород составляют 10–12 % объема пробы и имеют крупнопесчаную (более 0.25 мм) размерность. Минеральная ассоциация тяжелой фракции (акцессорный комплекс) представлена цирконом, ильменитом, магнетитом и апатитом с редкими зернами амфибола и сульфидов. Размерность минералов акцессорного комплекса соответствует мелкопесчаному (медиана – 0.16–0.10 мм) классу.

Формирование осадка с вышеперечисленными характеристиками должно было происходить в условиях мелководного шельфа за счет поступления обломочного материала с прилегающей суши (присутствие обломков пород и полевых шпатов). Наличие глобул пирита указывает на локальные восстановительные (застойные сероводородные) условия внутри уже сформированного осадка на стадии раннего диагенеза. С ранним диагенезом также связаны вторичные изменения полевого шпата и образование глинистых пленок на поверхности зерен других минералов.

Из пробы (К24-501) изучено 120 зерен **dZr** в соответствии с методическими приемами, изложенными в **[4]**, и получено 177 кондиционных датировок, использованных для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (**КПВ**) (рисунок, а, б). Минимальная датировка – 45±1 млн лет, максимальная – 2062±23 млн лет.



Результаты изучения U-Pb изотопной системы dZr из пород месторождения Чиатура. (а) – гистограмма (синие прямоугольники) и **КПВ** (красная линия) U-Pb изотопного возраста **dZr**, (б) – увеличенный фрагмент (а); (в) – диаграмма «Th/U – U-Pb возраст».

В полученном наборе U-Pb датировок отчетливо доминирует поздне- и среднепалеозойская популяция (270–410 млн лет) с ярким пиком на **КПВ** 322 млн лет. Значительную популяцию формируют среднепалеозойско-неопротерозойские датировки (410–900 млн лет) с второстепенными пиками на **КПВ** 424, 495, 557, 628 и 805 млн лет. Остальные датировки не формируют популяций. Это две эоценовые (45 и 52 млн лет) и девять позднемезозойских датировок со слабым пиком 168 млн лет, а также три единичные палеопротерозойские датировки (по двум зернам) ~2.0 млрд лет.

Полученные результаты показывают, что главным источником обломочного материала для олигоценовых толщ Чиатурского месторождения являлась питающая провинция Малого Кавказа (на что указывают меловые и эоценовые датировки зерен **dZr**) с локальным участием Дзирульского массива **[2]**. При этом вклад продуктов эрозии фундамента и чехла Восточно-Европейской платформы **[5]** не зафиксирован.

На основе анализа состава рудовмещающих песчаников и U-Pb датирования **dZr** уточнены источники вещества Mn-рудного Чиатурского олигоцен-раннемиоценового месторождения Во-

сточного Паратетиса. Малый Кавказ обеспечивал терригенный каркас руд, в то время как марганец поступал из морской воды. Триггером процесса была масштабная раннеолигоценовая регрессия **[6]**, охватившая весь Восточный Паратетис и создавшая застойные условия в окраинных частях **ОБ**.

Исследования соответствуют планам госзаданий ИФЗ РАН, ГИН РАН и ИГЕМ РАН, U-Pb датирование **dZr** проведено за счет средств РНФ, проект № 26-17-00260.

[1] *Варенцов И.М., Музылев Н.Г., Николаев В.Г. и др*. Процессы формирования крупнейших марганцеворудных накоплений в олигоценовых бассейнах Паратетиса. Ст.1. Стратиграфия и тектоническая позиция // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2004. Т. 79, № 6. С.28–38.

[2] *Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М*. Условия формирования магматических пород Дзирульского кристаллического массива (Кавказ) в свете тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 2021. № 1. С. 60–72.

[3] *Кулешов В.Н*. Марганцевые породы и руды: геохимия изотопов, генезис, эволюция рудогенеза / Ред. М.А. Федонкин. М.: Научный мир, 2013. 508 с.

[4] *Кузнецов Н.Б., Коршунов Д.М., Прошина П.А. и др*. Источники обломочного материала пограничных отложений верхнего мела и палеогена г. Клементьева, восточный Крым (результаты U-Th-Pb датирования зерен детритового циркона и их значение для региональных палеогеографических построений) // Литология и полезные ископаемые. 2025. № 6. С .627–656. doi:10.7868/S3034537525060035.

[5] *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В. и др*. Мел-эоценовый флиш Сочинского синклинория (Западный Кавказ): источники обломочного материала по результатам U-Th-Pb изотопного датирования детритового циркона // Литология и полезные ископаемые. 2024. № 1. С. 56–81. doi:10.31857/S0024497-X24010048

[6] *Патина И.С., Фомина В.В., Ткачева А.А., Кузнецов Н.Б*. Сейсмостратиграфический анализ при палеогеографических реконструкциях изолированных бассейнов (на примере соленовского кризиса раннего олигоцена в Восточном Паратетисе) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 520, № 1. С. 115–123. doi:10.31857/S2686739725010128.

[7] *Штеренберг Л.Е., Козяр Л.А., Морозова В.Г. и др*. О возрасте Чиатурского месторождения и его положении среди других месторождений Юга Европейской части СССР // Литология и полезные ископаемые. 1964. № 1. С. 11–24.

[8] *Öztürk H., Cansu Z., Hacılar F., Bolton B*. Geochemistry of the Oligocene-hosted manganese ores and the host sediments in the Thrace Basin, Türkiye: Implications for genesis and exploration of the Paratethyan Mn deposits // Journal of Geochemical Exploration. 2025. V. 272. 107707. doi:10.1016/j.gexplo.2025.107707.

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

2026. Выпуск 24. С. 290–292

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ Sr КАРБОНАТОВ НИЖНЕЙ ЧАСТИ ГОЛОУСТЕНСКОЙ СВИТЫ ЮГА ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ (НЕОПРОТЕРОЗОЙ, СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

А.В. Шацилло[1,2], И.В. Латышева[2], А.В. Колесников[2], М.И. Буякайте[2], Б.Г. Покровский[2]

[1] Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, shatsillo@gmail.com
[2] Москва, Геологический Институт РАН

Голоустенская свита представляет собой нижний член байкальской серии – мощного (до 3 км) неопротерозойского терригенно-карбонатного комплекса, распространенного по периферии Сибирской платформы вдоль западного побережья оз. Байкал и в пределах Северо-Байкальского нагорья. Современные представления о возрасте байкальской серии, включающей (снизу вверх) голоустенскую, улунтуйскую и качергатскую свиты, базируются на:

(1) данных о минимальном U-Pb возрасте зерен детритового циркона, содержащихся в песчаниках улунтуйской (631±20 млн лет) и качергатской (630±22 и 545±18 млн лет) свит **[1]**;

(2) Pb-Pb изохронном возрасте известняков улунтуйской свиты (560±30 млн лет) и их изотопном составе Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.70842–0.70876) **[2]**, типичном для эдиакарских морских карбонатов **[3** и ссылки в этой работе**]**;

(3) находках в верхней части качергатской свиты отпечатков и слепков организмов эдиакарского типа (*Palaeopascichnus delicatus* и *P. linearis*) **[4]**, свидетельствующих о принадлежности вмещающих пород к позднему эдиакарию.

Определенное значение для ограничения возраста базальных уровней байкальской серии имеют находки ледниковых отложений, локально встречающихся на территории Западного Прибайкалья в основании голоустенской свиты. Ледниковые отложения основания голоустенской свиты относятся к так называемому Среднесибирскому гляциогоризонту (СГ) **[5]** и рассматриваются как возрастные и фациальные аналоги ледниковых свит Присаянья, Патомского региона и Западного склона Алданского щита **[6, 7]**. Для ледниковой большепатомской свиты Патомского региона (Уринское поднятие) по зернам циркона из прослоя туфов получена U-Pb датировка, составившая 633±7 млн лет **[8]**, что позволяет отождествлять ледниковые отложения СГ Патомского региона с глобальным оледенением Марино, венчающим криогений. Таким образом, имеющиеся данные о возрасте СГ, в случае справедливости существующих корреляций, позволяют заключить, что постгляциальные уровни голоустенской свиты начинают ранний эдиакарий. Этот вывод поддерживают наши предварительные изотопно-геохимические результаты **[9]**, указывающие на присутствие в нижней – средней части голоустенской свиты С-изотопного отрицательного экскурса, который может быть сопоставлен с раннеэдиакарским глобальным экскурсом EN1. Вместе с тем прямых датировок голоустенской свиты, позволяющих подтвердить ее раннеэдиакарский возраст и, соответственно, позднекриогениевый возраст СГ в Прибайкалье, пока не получено. Данные Sr-изотопной стратиграфии, полученные в работе **[2]**, также не пролили свет на этот вопрос. Результаты Sr-изотопных исследований, полученные в данной работе, позволяют восполнить существующий пробел.

В ходе настоящей работы был изучен изотопный состав Sr из карбонатной составляющей самых нижних уровней голоустенской свиты из разрезов южной части Западного Прибайкалья (левый борт пади Нижние Хомуты и левый борт пади Харгин). По структурному положению, литологическим особенностям и изотопно-геохимическим (C, O) характеристикам **[9]** толща основания голоустенской свиты рассматривается нами как кэп-карбонатная секвенция **[10]**. В изученных разрезах на метаморфических комплексах раннедокембрийского фундамента трансгрессивно залегает пачка (19–20 м), представленная рядом пород от слабомагнезиальных доломитов

до слабодоломитовых известняков[1], в той или иной степени обогащенных силикокластическим материалом. Для этой пачки мы предлагаем название «пачка Озерко» и рассматриваем ее как венчающие доломиты. В разрезе пади Харгин пачка Озерко надстраивается пачкой переслаивания известняков и сланцев («пачка Харгино2), мощностью около 100 м, с пластом песчанистых известняков и песчаников с карбонатным цементом в верхней части. Для изучения изотопного состава Sr нами было опробовано четыре образца из пачки Озерко (разрез Нижние Хомуты) и четыре образца из вышележащей толщи в разрезе Харгин. Определение изотопного состава Sr проводилось в ГИН РАН.

Результаты проведенных исследований показали, что первичный[2] изотопный состав Sr карбонатов нижней части голоустенской свиты меняется в широких пределах. В карбонатной составляющей пачки Озерко и нижней части пачки Харгино отмечаются аномально высокие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70981–0.71697). Выше по разрезу пачки Харгино в литологически однородной толще величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ снижается до 0.70773, близкие значения (0.70784) получены по песчанистым известнякам, венчающим разрез пади Харгин. Полученные минимальные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ типичны для раннеэдиакарских морских карбонатов **[3** и ссылки в этой работе**]** и могут использоваться для решения задач Sr-изотопной стратиграфии.

В целом Sr-изотопный тренд нижней части голоустенской свиты аналогичен таковым для некоторых мировых кэп-карбонатных секвенций, имеющих также близкий литологический (смена доломитов известняками) и изотопный состав C и O карбонатов. В частности, весьма схожими тенденциями в изменении изотопного состава характеризуются наиболее полные и детально изученные кэп-карбонатные секвенции «пост-Марино» Намибии (формация Maieberg) **[11]** и Канады (формации Ravenstroat и Hayhook) **[12]**. Близкие вариации зафиксированы и в сибирских разрезах «пост-Марино» Патомского палеобассейна – в баракунской свите Восточного склона Лонгдорского поднятия **[13]** и кумах-улахской свите западного склона Алданского щита **[14, 15]**.

Таким образом, результаты Sr-изотопной стратиграфии, в комплексе с данными об изотопном составе C и O карбонатов **[9]**, свидетельствуют о раннеэдиакарском возрасте голоустенской свиты и принадлежности подстилающих гляциогенных отложений к оледенению Марино (645–635 млн лет), что поддерживает существующие схемы корреляции разрезов СГ Прибайкалья и Патомского региона. Высокие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в кэп-карбонатной секвенции (включая венчающие доломиты) могут быть обусловлены палеогеографическими особенностями – мощным влиянием континентального потока Sr в условиях изолированного бассейна седиментации.

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ИФЗ РАН и ГИН РАН.

[1] *Gladkochub D.P. et al.* Early evolution of the Paleoasian ocean: LA-ICP-MS dating of detrital zircon from Late Precambrian sequences of the southern margin of the Siberian craton // Russian Geology and Geophysics. 2013. V. 54, № 10. P. 1150–1163.

[2] *Kuznetsov A. B. et al.* Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb–Pb dating of carbonates from the Baikal type section, southeastern Siberia // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 51–66.

[3] Geologic Time Scale 2020 / Eds. F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Elsevier, 1390 p.

[4] *Kolesnikov A. V. et al.* New Findings of Vendian Macrofossils in the Upper Precambrian of Western Cisbaikalia // Doklady Earth Sciences. 2025. V. 521, № 1. 7.

[5] *Чумаков Н. М.* Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 21–34.

[6] *Chumakov N. M., Semikhatov M. A., Sergeev V. N.* Vendian reference section of southern Middle Siberia // Stratigraphy and Geological Correlation. 2013. V. 21, № 4. P. 359–382.

[7] *Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N.* Sedimentary basins in the southwestern Siberian craton: Late Neoproterozoic-Early Cambrian rifting and collisional events // The evolution of the Rheic ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision / Eds. U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf. Geological Society of America Special Paper. 2007. V. 423. P. 549–578.

[8] *Рудько С.В. и др.* Оледенение Марино на Сибирской платформе LA ICP-MS датирование цирконов из туфа в большепатомской свите на Уринском поднятии // Геология и геофизика. 2026. Т. 67, № 8. С. 1020–1030.

[1] По результатам детального pXRF исследования разреза Нижние Хомуты, в соответствии с классификацией **[16]** по отношению CaO/MgO в породе; карбонатная составляющая породы вычислена с учетом Al-коррекции на средний состав верхней континентальной коры.

[2] Рассчитан с поправкой на возраст 635 млн лет.

[9] *Шацилло А.В. и др.* Положение раннеэдиакарского С-изотопного экскурса EN1 в разрезе байкальской серии Западного Прибайкалья // // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции (14–18 октября 2025 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2025. Вып. 23. С. 251–253.

[10] *Hoffman P.F. et al.* Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology // Science Advances. 2017. V. 3, № 11. e1600983.

[11] *Halverson G. P. et al.* Evolution of the 87Sr/86Sr composition of Neoproterozoic seawater // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. V. 256, № 3–4. P. 103–129.

[12] *James N. P., Narbonne G. M., Kurtis Kyser T.* Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown // Canadian Journal of Earth Sciences. 2001. V. 38, № 8. P. 1229–1262.

[13] *Shatsillo A. V. et al.* C and O isotope composition of the Neoproterozoic pre-, syn-, and postglacial carbonates: Evidence from the Longdor Uplift and western slope of the Aldan Shield, Southern Siberian Platform // Lithology and Mineral Resources. 2023. V. 58, № 2. P. 122–142.

[14] *Pokrovsky B. G. et al.* Geochemical properties of Neoproterozoic “cap dolomites” in the Patom paleobasin and problem of their genesis // Lithology and Mineral Resources. 2010. V. 45. № 6. P. 577–592.

[15] *Pokrovskii B. G., Melezhik V. A., Bujakaite M. I.* Carbon, oxygen, strontium, and sulfur isotopic compositions in Late Precambrian rocks of the Patom Complex, Central Siberia: Communication 1. Results, isotope stratigraphy, and dating problems // Lithology and Mineral Resources. 2006. V. 41, № 5. P. 450–474.

[16] *Фролова Е.К.* О классификации карбонатных пород ряда известняк-доломит-магнезит // Новости нефтяной техники. Геология. 1959. № 3. С. 34–35.

Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса
(от океана к континенту)
2026. Выпуск 24. С. 293–294

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ В ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЕ ТАННУОЛЬСКО-ХАМСАРИНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

С.И. Школьник[1], Е.Ф. Летникова[2], А.В. Иванов[2]

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

В строении юго-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса широким распространением пользуются докембрийские метаморфические комплексы (глыбы, выступы), входящие в состав различных террейнов, природа и возраст которых до конца не изучена. Дискордантные взаимоотношения с окружающими палеозойскими породами этих комплексов часто трактуются как фрагменты неопротерозойской коры или палеопротерозойского кратона, запечатанные в процессе аккреционно-коллизионных событий в составных структурах пояса **[1, 2 и др.]**. Такие комплексы (глыбы) известны в составе Икатского (Гаргинская, Амалатская), Тувино-Монгольского (Шутхулайская, Бутугольская, Хара-Тологойская) террейнов и палеозойских террейнов тувинского сегмента складчатого пояса.

В строении раннепалеозойской Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы тувинского сегмента Алтае-Саянской складчатой области участвуют метаморфические комплексы с неопротерозойским и даже палеопроторозойским возрастом, природа которых до конца не ясна. Наибольшим распространением такие комплексы пользуются во фрагментах этой островодужной системы, располагающихся в ее восточной части в контакте с комплексами Тувино-Монгольского микроконтинента и Сибирского кратона. К ним относятся метаморфические толщи Хамсаринского террейна, Харальского и Даштыгхемского выступов, Агойской глыбы (террейна) и Идыкского блока.

В исследовании приводятся данные о природе, источниках сноса и возрасте метаморфических пород Харальского выступа и юго-восточной части Хамсаринского террейна. Согласно схеме тектонического районирования **[3]** оба объекта находятся в области распространения задуговых отложений, в одном случае Хамсаринского, а в другом Восточно-Тувинского террейна, которые являются фрагментами Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы. Протолит метаморфических пород в обоих случаях представлен преимущественно вулканитами основного и среднего состава, иногда высокомагнезиальными (до 13–15 мас. % MgO), сформированными в условиях спрединга задугового бассейна. Также характерно присутствие туфов и вулканитов кислого состава. Полученный по цирконам из метавулканогенных и метатерригенных пород Хамсаринского террейна возраст протолита отвечает интервалу 680–640 млн лет. Основной пик возраста детритового циркона находится в диапазоне 900–790 млн лет, а единичные зерна – в интервале 1.9–1.8 млрд лет. Возраст циркона из метаморфических пород Харальского выступа указывает на их формирование не древнее 730 млн лет, при этом пик детритовых зерен отвечает интервалу 1.9–1.8 и 2.5–2.4 млрд лет. Полученные данные предполагают, что сформированные в задуговых условиях толщи Харальского и Хамсаринского блоков имели близкие источники сноса и время образования. Природа исследованных метаморфических образований, включенных в состав раннекембрийской островодужной системы, может иметь несколько трактовок. Эти метаморфические блоки могут являться чужеродными для островодужной системы фрагментами, включенными в ее состав при аккреционно-коллизионных процессах при закрытии Палеоазиатского океана, либо эти нео- или палеопротерозойские фрагменты являются основанием, на котором происходило заложение этой структуры и дальнейшее развитие в палеозое. Источниками сноса в задуговом бассейне, как правило, являются комплексы континентального блока и вулканической дуги. Характерные для Сибирского кратона интервалы 1.9–1.8 и 2.5–2.4 млрд лет фиксируются в вулканогенно-осадочных породах обоих блоков, при этом подобный дубль характерен и для Северо-Китайского кратона **[4]**. При заложении дуги на энсиалическом основании объясним и источник детритового циркона интервала 900–790 млн лет, который мог поступать с

неопротерозойских вулканических дуг, пользующихся широким распространением в пределах восточной части ЦАСП.

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

[2] *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др.* Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.

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

[4] *Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A. et al.* 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, № 3. P. 751–763.

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

2026. Выпуск 24. С. 295–296

ВОСТОЧНО-САЯНСКАЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ: СТРОЕНИЕ, МАГМАТИЗМ, ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ

В.В. Ярмолюк, Д.А. Лыхин, А.В. Никифоров

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

Юго-западный край Сибирской платформы с его складчатым обрамлением, отвечающим восточной части Алтае-Саянской складчатой области, представляет одну из наиболее важных в металлогеническом отношении областей России. В ее пределах сконцентрирован ряд крупных месторождений редких металлов и редких элементов (Nb, Ta, Be, Li, Zr, Th, REE). В их числе месторождения-гиганты, такие как Вишняковское, Гольцовое, Больше-Тагнинское, Арысканское, Тастыгское, Улуг-Танзекское, Зашихинское, Кара-Сугское и ряд других (Недра России, 2001). Месторождения имеют разный возраст, разную металлогеническую нагрузку и формировались в разных геологических условиях. Несмотря на это, их сближает пространственная совмещенность, а также связь с анорогенным магматизмом повышенной щелочности. Эта их особенность позволяет объединить их в рамках общей Восточно-Саянской редкометалльной металлогенической провинции (ВСРП), что, в частности, предполагает наличие общих механизмов их образования.

В пределах ВСРП выделяются палеопротерозойская, поздненеопротерозойская, раннепалеозойская, девонская, позднепалеозойская, раннемеловая эпохи редкометалльного магматизма.

Палеопротерозойский эпоха представлена проявлениями редкометалльных пегматитов Восточно-Саянского пегматитового пояса, который объединяет поля литиевых, тантал-оловолитиевых и комплексных (Ta-Cs-Li) пегматитов (Макагон, Загорский, 2012), тяготеющих к Урикско-Ийскому и Елашскому грабенам. Их формирование происходило в интервале 1835–1799 млн лет.

Поздненеопротерозойский этап характеризовался щелочно-ультраосновным – карбонатитовым магматизмом, который в интервале 650–620 млн лет проявился в пределах Урикско-Ийского грабена. Он представлен массивами шелочно-ультраосновных пород с карбонатитами (Белозиминский, Большетагнинский, Среднезиминский массивы и Ярминская рудная зона), объединяемых в Восточно-Саянскую провинцию ультраосновных щелочных пород и карбонатитов с крупными запасами руд Nb, Ta, U, Th, TR, P, Pb, Zn и флюорита.

Раннепалеозойская эпоха представлена проявлениями сиенит-щелочно-гранитного магматизма, специализированного на Be, W, Mo, Zr, Nb, и сподуменовыми пегматитами плюмазитового ряда. Месторождения формировались вблизи границы с платформой на посторогенных этапах (490–450 млн лет) развития региона. Их распределение контролировалось зонами разломов, согласующимися с границами террейнов складчатой области.

Девонская эпоха (390–380 млн лет) характеризовалась широким проявлением рифтогенных процессов, приведших к образованию Алтае-Саянской рифтовой системы, включавшей грабены и прогибы, в том числе Тувинский прогиб, характеризующийся проявлениями редкометалльных щелочных гранитоидов с рудной минерализацией.

Позднепалеозойская эпоха (315–270 млн лет) привела к образованию большой группы массивов щелочных гранитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, протянувшихся вдоль западной и юго-западной границ ТММ и выделяющихся повышенной редкометалльностью пород вплоть до появления в них рудной минерализации. Их геологическое положение определялось разломами, связанными с границами террейнов, участвующих в строении восточной части Алтае-Саянской складчатой области.

Позднемезозойская эпоха (~120 млн лет) отвечает позднему импульсу редкометалльного магматизма в пределах ВСРП. В это время в пределах Тувинского прогиба сформировалась серия

карбонатитовых проявлений (штоки, дайкообразные тела, жилы), контролируемая субмеридиональной скрытой структурой, протяженностью более 100 км. Наиболее крупный среди них комплекс Кара-Сук является крупным месторождением РЗЭ и флюорита.

В строении ВСРП редкометалльные месторождения связаны с магматическими ассоциациями трех типов: карбонатитовой-щелочно-ультраосновной, гранитоидов плюмазитового ряда и салических пород щелочного ряда.

Ассоциации ультраосновных пород в истории провинции проявились дважды в конце неопротерозоя и в позднем мезозое. Наиболее масштабной стала неопротерозойская фаза, которая связывается с расколом Родинии. Предполагается, что источником магм зиминского комплекса служила обедненная мантия, которая была метасоматически обогащена редкими элементами (Nb, Ta, Zr, РЗЭ) и летучими компонентами при воздействии на нее мантийного плюма. Плавление такой мантии привело к образованию первичных щелочных магм, обогащенных этими элементами. Последующая эволюция первоначальных магм включала механизмы кристаллизационной дифференциации и несмешиваемости силикатно-карбонатных жидкостей и привела к образованию редкометалльных месторождений.

Ассоциации магматических пород плюмазитовой серии формировались в палеопротерозое и раннем палеозое на посторогенных стадиях развития региона. Они были связаны с крупными расколами литосферы – рифтовыми зонами и зонами сдвигово-раздвиговых деформаций. В геохимическом отношении пегматиты отвечают LCT+NIF типу, что указывает на участие в их образовании обогащенных источников магм. Считается, что источником пегматитов служил слюдистый компонент нижнекоровых пород, плавящийся под влиянием потоков тепла и вещества, поступавших по транслитосферным расколам из мантии.

Ассоциации магматических пород щелочной серии характеризуются высокой редкометалльной продуктивностью, с ними связан ряд важных редкометалльных (Be, Li, Nb, Zr, REE) месторождений и рудопроявлений провинции. Для большинства комплексов, наряду с щелочно-салическими, характерно присутствие основных пород. Они демонстрируют геохимические и изотопные связи с другими породами, указывая на участие мантийных источников в магматизме. Присутствие коровой составляющей в источнике пород определяется их изотопным составом, занимающим промежуточную позицию между составом пород вмещающей коры и составом деплетированной мантии.

Сосредоточенность разновозрастных рудоносных магматических комплексов в пределах ограниченной территории позволяет предположить общую причину их образования. Такой причиной, возможно, стало образование Урикско-Ийского грабена, зафиксировавшего крупную границу в литосфере Сибирского кратона. Она служила проводником тепла, инициировавшего образование раннепротерозойских пегматитов Восточно-Саянского пояса, она могла служить ловушкой для мантийных потоков от плюма, вызвавшего раскол Родинии и инициировавших щелочно-ультраосновной магматизм зиминского комплекса. Эта же астеносферная ловушка в раннем палеозое могла стабилизировать внутриокеанический мантийный плюм у края кратона, поэтому аккреция к нему раннепалеозойских океанических комплексов происходила в обстановке мантийного воздействия на аккреционный комплекс. Последовавший распад орогена создал условия для проникновения магм этого плюма в более высокие горизонты коры, инициировав раннепалеозойский посторогенный щелочно-салический магматизм. Возникшие при этом неоднородности в основании литосферы могли стать ловушками для мантийных потоков от более поздних мантийных плюмов, действовавших на основание ЦАСП в девоне, позднем палеозое и позднем мезозое. Таким образом, причиной формирования редкометалльной провинции могла стать литосферная неоднородность, возникшая в краевой части Сибирской платформы на ранней стадии ее формирования.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (грант № 13.1902.24.44, соглашение № 075-15-2024-641).

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

2026. Выпуск 24. С. 297–299

ARCHEAN OPHIOLITES IMPLYING ONSET OF PLATE TECTONICS ON EARTH

T-D. Tran[1], K-L. Wang[1,2], V.P. Kovach[3], A.B. Kotov[3], S.D. Velikoslavinsky[3], N.V. Popov[4], S.I. Dril[5], Y. Iizuka[1], H-Y. Lee[1], D.-C. Lee[1]

[1] Taipei, Taiwan, Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, kwang@earth.sinica.edu.tw
[2] Taipei, Taiwan, Department of Geosciences, National Taiwan University
[3] Saint Petersburg, Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, v.p.kovach@gmail.com
[4] Novosibirsk, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, popovnv@ipgg.sbras.ru
[5] Irkutsk, Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, sdril@igc.irk.ru

While ophiolites are commonly found in the Phanerozoic age, their occurrence in the Archean greenstone belts is rare or not recognized **[1]**. Searching for existence of ophiolites in the Archean is important because it can help determine whether plate tectonics were active during the Archean era and, if so, whether they were similar or different from the modern tectonic style. By compiling around 250 Phanerozoic ophiolites and Archean greenstone belts, **[2]** suggested that most ophiolites are formed in forearc tectonic setting during subduction initiation. During the early stage of subduction, forearc basalts (FAB) are the first type of magma that is formed **[3–5]**. Therefore, the identification of peridotite-forearc basalt-boninite assemblages in Archean greenstone belts may imply the existence of supra-subduction zone (SSZ) Archean ophiolites that were generated in the initial phase of the subduction process.

The OGB, situated in the Aldan Shield of the Siberia Craton, is estimated to have formed around 3.0 billion years ago with an abundant amount (>30 %) of mafic-ultramafic rocks **[6–8]**, which might offer important constraints on the mantle source character and evolution history of early Earth. There are several models proposed for the OGB formation **[9, 10]**; these conclusions were derived from research focused on the geological structure, metamorphic processes, and lithostratigraphy of the region. The OGB ultramafic-mafic rocks have geochemical features similar to boninite, indicating their association with modern ophiolites that resemble suprasubduction zones **[11]**. This study focuses on major- and trace-elements (including the highly siderophile element) concentrations, and Os-Nd isotopic compositions of the OGB ultramafic-mafic rocks.

Fresh an erpentinized dunites dunites have Mg# values of 82.0–90.1, flat to slightly light REE (LREE)-enriched profiles along with a negative Eu anomaly, with concave-up shapes and La/Yb<1. In the spidergrams, dunites and some serpentinized dunites exhibit slight enrichment in LILE and LREE, pronounced negative Eu anomalies, and marked positive Zr-Hf anomalies. Depleted and enriched tholeiites are identified based on REE systematics. Depleted tholeiites contain moderate to high MgO (5.5–16.7 wt. %) and Mg# values of 53–76, and show LREE depletion and flat HREE profiles. Their REE patterns resemble that of normal mid-ocean ridge basalt (N-MORB) but are lower by factors of two to five. Their primitive mantle-normalized spidergrams display slightly to no negative Nb and Ti anomalies, negative to positive Eu anomalies, and pronounced Th depletion. On N-MORB-normalized spidergrams, the depleted tholeiites show moderate enrichment in LILEs. Enriched tholeiites contain moderate MgO of 6.2–7.7 wt. % and Mg# values of 54–58. They show LREE-enriched patterns and flat HREE profiles, pronounced negative Nb–Ta and Ti anomalies, along with positive Zr and Hf anomalies. The Olondo gabbros are divided into two subgroups. Group 1 (G1) gabbro exhibits relatively high MgO (12.2–13.3 wt. %) and Mg# (70–72). G1 gabbros display LREE-depleted patterns. Spidergrams reveal minimal to slightly negative Nb anomalies and positive Eu anomalies. G2 gabbros show lower MgO (7.9–11.0 wt. %) and Mg# values (55–64). They display LREE enriched patterns and negative Nb–Ta–Ti anomalies, and Eu anomalies. Depleted tholeiites have $\varepsilon_{Nd}(3.0)$ values of +1.8 to +5.3. Enriched tholeiites yield $\varepsilon_{Nd}(3.0)$ values of +1.5 to +3.0. Gabbros exhibit lower $\varepsilon_{Nd}(3.0)$ values (+0.03 to +1.4) than the tholeiites.

Associated rock formation during the subduction initiation has been preserved and thoroughly studied in the Izu–Bonin–Mariana (IBM) fore-arc system **[3, 4, 12]**. A comparison between the OGB

mafic-ultramafic rocks and the IBM assemblage might provide insights into the formation of the OGB mafic-ultramafic rocks. The presence of U-shaped or concave-up REE patterns, coupled with Zr-Hf enrichment, in OGB dunites suggests that the residual mantle rocks, after melt extraction, were subsequently metasomatized by sab-derived melts. These patterns are similar to those observed in the IBM forearc peridotites **[13]**. On the plot of TiO_2 vs. A_2O_3, spinels in the OGB dunites plot in the field of SSZ peridotite, distinguished from MOR peridotite with lower Al_2O_3 content. Both mineral and bulk compositions of the OGB dunites indicate they could be formed in the SSZ environment, where is more specifically, at the fore-arc setting similar with the present-day IBM forearc system.

The depleted tholeiites of the OGB share several characteristics with above-mentioned forearc basalts. Their REE patterns closely resemble those of IBM forearc basalts, displaying N-MORB–like slopes but with abundances reduced by a factor of two to four. Forearc basalts from the IBM system have also shown elevated concentrations of fluid-mobile elements relative to typical spreading-ridge lavas **[4]**. Similar geochemical signatures are observed in the OGB depleted tholeiites, which show enrichment in Rb, Ba, K, and Sr. This further supports the geochemical affinity between the OGB depleted tholeiites and IBM forearc basalts. Another distinguishing characteristic is that the OGB depleted tholeiites exhibit low Ti/V ratios (ranging from 12.3 to 19.7), which is similar to the Ti/V ratio observed in FAB from the Izu-Bonin arc and lower than that of MORB. The low Ti/V ratio is a significant FAB characteristic, as it is not observed in other settings such as extension or plume-related tectonic settings **[14]**. Existence of the OGB depleted tholeiites, which are similar to IBM forearc basalt, indicates subduction initiation process potentially took place in the Archean era.

The OGB enriched tholeiites exhibit geochemical characteristics closely resembling those of boninites produced during subduction initiation in the IBM forearc. These IBM boninites formed through hydrous melting of a strongly depleted mantle wedge that had been pervasively fluxed by slab-derived fluids during the earliest stage of subduction initiation **[15, 16]**. Elevated CaO/Al_2O_3 ratios (>0.7) and variable Sr contents in the enriched tholeiite likely reflect minor plagioclase accumulation superimposed on parental melts that were originally boninitic in character. Taken together, these geochemical features indicate that the OGB enriched tholeiites represent boninite-like magmas generated by melting of refractory mantle strongly fluxed by slab-derived fluids, consistent with a geodynamic environment analogous to the IBM forearc during subduction initiation.

The 3.0 Ga OGB preserves a distinctive assemblage that includes forearc peridotite and basalt, and boninite-like, representing the rock association typically generated during the initiation of subduction. This combination has been interpreted as compelling evidence for Mesoarchean plate-tectonic processes **[17]**, and earlier work also proposed that the OGB mafic–ultramafic suite may represent an ophiolite sequence, potentially making it one of the oldest ophiolites on Earth **[11]**. Our petrological and geochemical data support such an interpretation. This lithological and geochemical correspondence with the IBM forearc strongly suggests that the OGB formed in a supra-subduction zone setting during the earliest stages of subduction initiation. Archean ophiolite-like sequences differ from Phanerozoic ophiolites by lacking well-developed sheeted dike complexes, but instead containing thick ultramafic sills and high-Mg basalts, consistent with hotter mantle conditions and higher melt fluxes during the Archean. Many Mesoarchean greenstone belts also show interactions between mantle plume activity and nascent subduction, producing hybrid volcanic assemblages. The 3.0 Ga OGB reflects this interplay, as arc-related residual peridotite, depleted and enriched tholeiite (FAB and boninite-like magmas) coexisting with plume-derived komatiites and komatiitic basalts **[11, 17]**.

[1] *Hamilton W.B.* Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics // Precambrian Research. 1998. V. 91. P. 143–179.

[2] *Condie K.C., Stern R.J.* Ophiolites: Identification and tectonic significance in space and time // Geoscience Frontiers. 2023. V. 14. 101680.

[3] *Ishizuka O., Tani K., Reagan M.K., Kanayama K., Umino S., Harigane Y., Sakamoto I., Miyajima Y., Yuasa M., Dunkley D.J.* The timescales of subduction initiation // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 306. P. 229–240.

[4] *Reagan M.K., Ishizuka O., Stern R.J., Kelley K.A., Ohara Y., Blichert-Toft J., Bloomer S.H., Cash J., Fryer P., Hanan B.B., Hickey-Vargas R.* Fore-arc basalts and subduction initiation in IBM // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2010. V. 11, № 3.

[5] *Shervais J.W. Reagan M.K., Haugen E., Almeev R.R., Pearce J.A., Prytulak J., Ryan J.G., Whattam S.A., Godard M., Chapman T., Li H.* Fore-arc basalts of the Izu-Bonin arc (IODP 352) // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. V. 20. P. 314–338.

[6] *Puchtel I.S., Zhuravlev D.Z.* Petrology of mafic-ultramafic metavolcanics of Olondo belt // Petrology. 1993. V. 1. P. 263–299.

[7] *Jahn B.M., Gruau G., Capdevila R., Cornichet J., Nemchin A., Pidgeon R*. Archean crustal evolution of the Aldan Shield, Siberia // Precambrian Research. 1998. V. 91. P. 333–363.
[8] *Kovach V.P., Kotov A.B., Salnikova E.B., Popov N.V., Velikoslavinsky S.D., Plotkina J.V., Wang K-L., Fedoseenko A.M*. Upper age boundary of the Olondo fragment: U-Pb ID-TIMS geochronological data. Doklady Earth Sciences. 2020. V. 494. P. 767–772.
[9] *Grachev A.F., V. Fedorovsky V.S*. On the nature of greenstone belts in the Precambrian // Developments in Geotectonics. Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 195–212.
[10] *Popov N.V. Dobretsov N.L., Smelov A.P., Bogomolova L.M*. Tectonics and metamorphism of the Olondo belt // Petrology. 1995. V. 3. P. 73–86.
[11] *Puchtel I.S*. 3.0 Ga Olondo greenstone belt // Developments in Precambrian Geology. Amsterdam: Elsevier, 2004. V. 13. P. 405–423.
[12] *Hickey-Vargas R., Yogodzinski G.M., Ishizuka O., McCarthy A., Bizimis M., Kusano Y., Savov I.P., Arculus R.* Origin of depleted basalts during subduction initiation and early development of the IBM arc // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2018. V. 229. P. 85–111.
[13] *Lin K.-Y., Wang K.-L., Chung S.-L., Bingöl A.F., Iizuka Y., Lee H.-Y*. Tracking the magmatic response to subduction initiation in the forearc mantle wedge: Insights from peridotite geochemistry of the Guleman and Kızıldağ ophiolites, Southeastern Turkey // Lithos. 2020. V. 376. 105737.
[14] *Shervais J.W*. Petrogenesis of lavas reconsidered: Ti-V, Nb-Th // Geoscience Frontiers. 2022. V. 13. 101319.
[15] *Murton B.J., Peate D.W., Arculus R.J., Pearce J.A., Van der Laan S*. Trace-element geochemistry of volcanic rocks: Site 786 // ODP Scientific Results. 1992. V. 125. P. 211–235.
[16] *Pearce J.A., van der Laan S.R., Arculus R.J., Murton B.J., Ishii T., Peate D.W., Parkinson I.J*. Boninite and harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana forearc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction // Proceedings of the ocean drilling program, scientific results, college station, TX (Ocean drilling program). 1992. V. 125. P. 623–659.
[17] *Tran T.D., Wang K.L., Kovach V., Kotov A., Velikoslavinsky S., Popov N., Dril S., Chu Z.Y., Lee D.C., Kuo L.W., Iizuka Y*. Plate tectonics in action in the Mesoarchean: Olondo belt // Earth and Planetary Science Letters. 2023. V. 603. 117975.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аванесян А.Э. 32
Адамская Е.В. 12, 132
Аксенов С.М. 14
Актинова Э.Б. 16
Акулова В.В. 96
Алагияванна И.А.Э. 19, 99
Александров И.А. 126
Анисимова С.А. 188
Аржанников С.Г. 22
Аржанникова А.В. 22
Артебякина В.А. 188
Афонин И.В. 228
Бадмацыренова Р.А. 25
Базарова Е.П. 240
Беляев В.А. 27, 69, 197
Беляков А.П. 53
Бердников И.М. 109
Бердникова Н.Е. 109
Бержинская Л.П. 29, 123
Бибко А.А. 261
Бортников В.В. 132
Бортников Н.С. 240
Брагин В.Ю. 114
Брянский Н.В. 102
Буддо И.В. 96, 200
Будяк А.Е. 32, 267
Булгакова Д.Д. 174
Бурмакина Г.Н. 35, 284
Буслов М.М. 38
Буякайте М.И. 290
Ван К-Л. 132
Ванин В.А. 41, 267
Вахромеев А.Г. 43
Великославинский С.Д. 12, 132, 161, 297
Вершинин Ю.М. 47
Ветлужских Л.И. 50, 152
Викентьев И.В. 159
Виноградов Е.В. 19, 99, 183
Водовозов В.Ю. 12, 53
Воронцов А.А. 56
Гаврилова А.А. 152
Гаврюшкина О.А. 148
Галкин А.Д. 136
Гладкочуб Д.П. 58, 89, 102, 186, 207
Гладкочуб Е.А. 22, 89
Глушкова В.Е. 61
Глушкова Н.В.89
Гоев А.Г. 257
Головков А.В. 63, 66
Горнова М.А. 27, 69, 197
Горовой В.А. 12
Гребенкин Н.А. 102
Гриненко В.С. 72
Гусев Н.И. 75, 78, 202
Данилов Б.С. 80, 240
Данилова М.А. 43
Данилова Ю.В. 80, 240
Данцова К.И. 83, 138, 153
Дегтярев К.Е. 53, 222
Демонтерова Е.И. 86, 89, 102
Добрецов В.Н. 89
Добрецов Н.Н. 89
Донская Т.В. 58, 89, 102, 186, 207
Дриль С.И. 27 93, 197, 297
Душкин Е.П. 96
Дымшиц А.М. 98
Егорова В.В. 111
Елисеев А.А. 99, 183
Ефремова У.С. 22, 89, 102
Заика В.А. 105
Зарубина Е.С. 14
Зацепин М.Ю. 32
Зольников И.Д. 89
Иванов А.В. (ИГМ СО РАН) 174, 293
Иванов А.В. (ИЗК СО РАН) 22, 107
Иванова А.А. 12
Иванова В.В. 109
Иванова Л.А. 80
Иванова Н.В. 29
Изох А.Э. 111
Ильин Г.С. 14
Кадетова А.В. 238
Кадыр-оол Ч.О. 171
Казанский А.Ю. 109, 114, 116
Калашникова Т.В. 16, 119
Каныгина Н.А. 222
Каримов А.А. 27, 69, 197
Карманов Н.С. 171
Карпов А.В. 171, 204
Карпова М.И. 121
Касаткин С.А. 148
Киселев Д.В. 123
Киселев М.В. 126
Кислов Е.В. 129
Ковач В.П. 12, 105, 135, 161, 297
Козлов П.С. 177, 180
Козловский А.М. 121, 133
Колесников А.В. 136, 167, 290
Колесов К.К. 174
Колодяжный С.Ю. 138
Корольков А.Т. 142
Костровицкий С.И. 119
Котлер П.Д. 53, 144
Котов А.Б. 12, 132, 161, 191, 297
Кошкарев Д.А. 146
Крайнов М.А. 114
Крук Е.А. 148
Крук Н.Н. 148, 159, 209
Крутикова А.К. 150
Крылов А.А. 177, 180
Кузнецов А.Б. 152
Кузнецов Н.Б. 153, 230, 234, 278
Кузьмичев А.Б. 156
Куйбида М.Л. 159
Кулакова Е.П. 216
Кулешов В.Н. 287
Кучеренко И.А. 156
Лавренчук А.В. 89
Ларин А.М. 161
Ласточкин Е.И. 164
Латышева И.В. 136, 153, 167, 278, 287, 290
Лебедев А.Ю. 126
Лебедев И.Е. 216
Ледяева Е.М. 169
Леснов Ф.П. 171, 204
Летникова Е.Ф. 53, 174, 293
Ли Х.-Я. 132
Лиханов И.И. 177, 180
Логвинова А.М. 98
Лузан М.Е. 183
Лыхин Д.А. 295
Мазукабзов А.М. 89, 186
Макарьев Л.Б. 188
Малышев С.В. 191, 216
Мануилова Е.А. 273
Маринин А.В. 273
Махиня Е.И. 138, 194
Медведев А.Я. 27, 69, 197
Метелкин Д.В. 19, 99, 183
Минина О.Р. 152
Мисюркеева Н.В. 43, 200
Михайлова Ю.С. 14
Монгуш А.А. 171, 202, 204
Монтин А.С. 32
Мотова З.Л. 207, 228
Муравьева Е.А. 98
Нарыжнова А.В. 209
Никифоров А.В. 121, 295
Никифоров А.С. 267
Новиков И.С. 89
Новикова А.С. 153, 211, 278, 287
Ножкин А.Д. 177
Овчинников Р.О. 214, 247
Ойдуп Ч.К. 171, 204
Опекунова М.Ю. 238
Орехов А.А. 148
Пактовский Ю.Г. 228
Паньков В.Н. 136
Панькова В.А. 136
Паршин А.В. 32
Пасенко А.М. 191, 216
Перетяжко И.С. 61, 219
Перфилова А.А. 150
Петракова М.Е. 222
Пикатова М.В. 225
Плоткина Ю.В. 12
Плюснин А.В. 207, 228
Покровский Б.Г. 290
Пономарев А.Л. 78
Попова О.М. 78
Портнов А.М. 14
Похиленко Н.П. 98
Радомская Т.А. 264
Разумовский А.А. 153, 230
Рампилов М.О. 164
Рампилова М.В. 164
Рассолов А.А. 75
Расцветаева Р.К. 14
Родионов Н.В. 188
Романова Л.Ю. 75
Романюк Т.В. 83, 138, 153, 234, 278, 287
Рыбченко А.А. 96, 238
Савельева В.Б. 240
Савина Е.А. 61, 219
Саландаева О.И. 243
Сальникова Е.Б. 12, 161, 180
Сасим С.А. 56
Сафонова И.Ю. 150
Семенова Д.В. 90, 148
Семинский А.К. 245
Семинский К.Ж. 245
Синякова Н.И. 247
Скляров Е.В. 89, 186, 249
Скобленко А.В. 249
Сковитина Т.М. 12
Скрипников М.С. 152
Скузоватов С.Ю. 69, 251
Смирнов А.С. 254
Смирнов С.З. 148
Соколова Т.С. 257, 259
Сорокин А.А. 105, 214, 247
Сохорев К.К. 261
Стрельников А.А. 263
Сукнёва М.О. 89, 264
Сулима А.И. 228
Тарасова Ю.И. 32, 267
Тверитинова Т.Ю. 270, 273
Тишин П.А. 47, 261
Томилина Е.М. 228

Травин А.В. 148
Третьяков А.А. 53, 222
Туркина О.М. 111, 276
Тычков Н.С. 98
Федерягина Е.Н. 56
Федосеев Д.Г. 148
Федосеенко А.М.
Федюкин И.В. 153, 278
Филинов И.А. 109, 114, 116
Филиппова А.И. 259
Хиллер В.В. 177
Хлестов В.В. 171
Хритова М.А. 279
Хромова Е.А. 240
Хубанов В.Б. 191, 282
Хубанова А.М. 282
Цыганков А.А. 35, 284
Чеботарев А.А. 22
Чеснокова М.С. 136
Чефранова А.В. 287
Чуканов Н.В. 14
Шаламова А.А. 191, 216
Шатагин К.Н. 222
Шацилло А.В. 136, 153, 167, 278, 290
Шелепаев Р.А. 19, 111
Шелепов Я.Ю. 111
Школьник С.И. 174, 293
Щенников М.Н. 188
Щербаков Ю.Д. 267, 282
Щетников А.А. 109, 114, 116
Юнг А.Е. 156
Юрьев А.А. 96, 238
Ярмолюк В.В. 295
Iizuka Y. 297
Lee D.-C. 297
Lee H.-Y. 297
Popov N.V. 297
Tran T.-D. 297
Wang K.-L. 297
Wang Z. 105

Научное издание

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

Материалы научной конференции
Выпуск 24
(13–17 октября 2026 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск)

Ответственный редактор
чл.-корр. РАН *Скляров Евгений Викторович*

Составители сборника
чл.-корр. РАН *Донская Татьяна Владимировна*
к.г.-м.н. *Мотова Зинаида Леонидовна*

Литературные редакторы
Балукова Евгения Александровна
Балукова Наталья Георгиевна

Верстка оригинал-макета
Чернышова Марина Игоревна

Оформление авторское

Подписано в печать 29.09.2026 г. Формат 60×90/8.
Усл. печ. л. 37.62. Тираж 100 экз. Заказ № 196.

Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
Отпечатано в Сибирском отделении РАН
630090, Новосибирск, Морской просп., 2
Тел.: (383) 330-84-66
E-mail: e.lyannaya@sb-ras.ru